

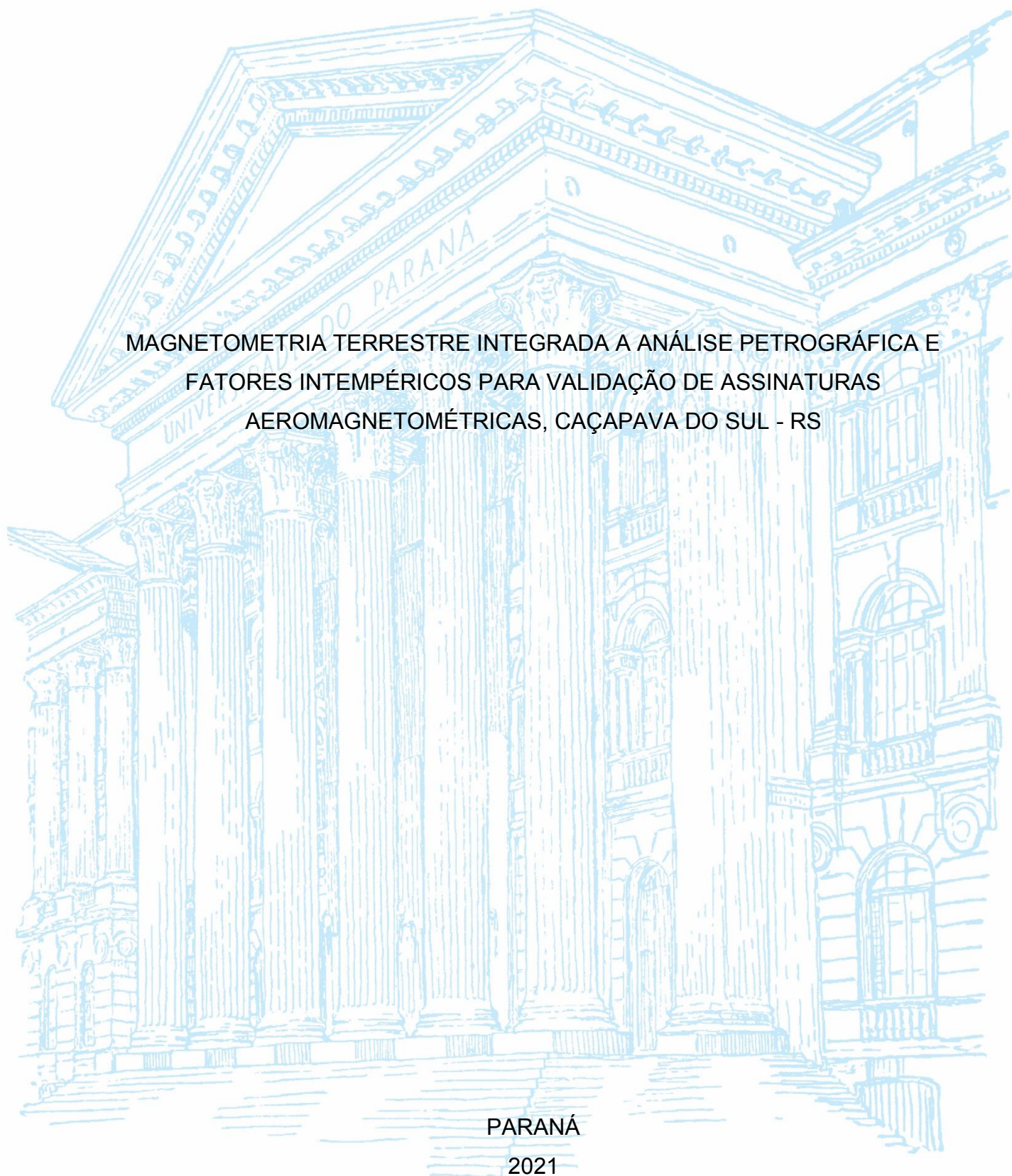
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MARIELI MACHADO ZAGO

MAGNETOMETRIA TERRESTRE INTEGRADA A ANÁLISE PETROGRÁFICA E
FATORES INTEMPÉRICOS PARA VALIDAÇÃO DE ASSINATURAS
AEROMAGNETOMÉTRICAS, CAÇAPAVA DO SUL - RS

PARANÁ

2021



MARIELI MACHADO ZAGO

MAGNETOMETRIA TERRESTRE INTEGRADA A ANÁLISE PETROGRÁFICA E
FATORES INTEMPÉRICOS PARA VALIDAÇÃO DE ASSINATURAS
AEROMAGNETOMÉTRICAS, CAÇAPAVA DO SUL - RS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Maximilian Fries

PARANÁ

2021

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

Z18m Zago, Marieli Machado
Magnetometria terrestre integrada a análise petrográfica e fatores intempéricos para validação de assinaturas aeromagnetométricas, Caçapava do Sul - RS [recurso eletrônico] / Marieli Machado Zago. – Curitiba, 2021.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2021.

Orientador: Maximilian Fries.

1. Intemperismo. 2. Magnetometria em arqueologia. 3. Susceptibilidade magnética. I. Universidade Federal do Paraná. II. Fries, Maximilian. III. Título.

CDD: 551.352

Bibliotecária: Vanusa Maciel CRB- 9/1928

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **MARIELI MACHADO ZAGO** intitulada: **MAGNETOMETRIA TERRESTRE INTEGRADA A ANÁLISE PETROGRÁFICA E FATORES INTEMPÉRICOS PARA VALIDAÇÃO DE ASSINATURAS AEROMAGNETOMÉTRICAS, CAÇAPAVA DO SUL - RS**, sob orientação do Prof. Dr. MAXIMILIAN FRIES, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 31 de Março de 2021.

Assinatura Eletrônica

31/03/2021 19:31:11.0

MAXIMILIAN FRIES

Presidente da Banca Examinadora (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

01/04/2021 13:00:28.0

WALTER MALAGUTTI FILHO

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE EST. PAULISTA JÚLIO DE MESQUITA FILHO/RIO CLARO)

Assinatura Eletrônica

01/04/2021 15:20:18.0

ELEONORA MARIA GOUVÊA VASCONCELLOS

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente a Deus por me proporcionar toda a tranquilidade e serenidade necessária para desenvolver meus pensamentos e ideias.

Aos meus pais e ao mano, que na maior parte do tempo estiveram distantes, mas se mantiveram constantemente presentes, me fornecendo todo o suporte, incentivo e coração aquecido. Ao Neni, meu parceiro, um ser iluminado que não mede esforços para me fornecer toda a alegria, conforto, segurança e saúde mental. Me mantém aquecida, alimentada e hidratada na maioria das vezes em que entro em meu mundo particular e esqueço de alguns conceitos básicos de sobrevivência.

Ao Maximilian Fries, trilhando junto desde os primórdios da minha primeira iniciação científica e orientando meus passos rumo aos resumos expandidos, passando por artigos, TCC e cá estamos com uma dissertação. O tempo passa e minha admiração só aumenta. O simples fato de deixar eu viajar profundamente e minhas ideias e seguir rumo ao descobrimento de minhas “sarnas” científicas o torna a grande peça fundamental. Uma orientação guiada de forma saudável faz com que todo o caminho seja leve e iluminado. Tenho a segurança de que posso inovar, criar e expandir meus pensamentos sem qualquer censura. Apenas com a certeza de que com cada retorno de arquivo .doc minhas ideias estarão todas lá praticamente intactas, com as devidas correções, com muitas orientações e ideias complementares.

Agradeço a Durga, minha força diária, meu grande Ser de luz que compartilha a anos todas minhas infindáveis horas na frente do computador. Ela solicita atenção e muitas vezes retira minha total concentração e faz com que eu retorne para minha criança interior, deixando meus dias perfeitos e alegres.

Agradeço ao nosso fiel fusca azul por nos levar em todas as saídas de campo e carregar equipamentos. De coração grande, nos permitiu o resgate do Indie, um querido cachorro pulguento, que nos acompanhou fielmente em muitos dias de mapeamento.

Ao Rodrigo Saldanha que permitiu acesso a área de estudo e suporte nos dias de campo. A Dona Lucia e a Silvia que me recepcionaram em Curitiba com muito carinho.

Ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná pelo fornecimento de estrutura necessária para a pesquisa e em especial aos professores Ossama e Biondi, foram muitas ideias compartilhadas e comentadas.

A Universidade Federal do Pampa pelos empréstimos de equipamento e acesso a laboratórios. Ao professor Vinicius Matté pelas orientações nas descrições de lâminas.

A CAPES que através do apoio financeiro por meio de bolsa de pós graduação proporcionou todo o suporte para que fosse viável e possível a elaboração e execução deste projeto.

RESUMO

Desde o século XX o método de magnetometria é utilizado como ferramenta de auxílio à exploração de alvos potenciais por meio da detecção e delimitações de corpos com assinatura magnética contrastante em relação às suas encaixantes e, no auxílio ao reconhecimento de estruturas. O estudo do comportamento de minerais magnéticos e os fatores que atenuam ou acentuam esse sinal têm sido realizado a décadas. Sabe-se que ao longo do tempo geológico a propriedade física de susceptibilidade magnética sofre transformações. As variações em uma única rocha são amplas e dependem dos diversos processos que criam e destroem os minerais magnéticos das rochas. Fatores fundamentais que aceleram o processo de alteração dos minerais são as condições climáticas, presença/ausência de vegetação, propriedades da rocha matriz, dentre outros. Em regiões de clima subtropical a ação de agentes intempéricos é constante ao longo das estações do ano. O uso de dados aeromagnetométricos em escala 1:250.000 com espaçamento entre perfis de 500 metros tem sido utilizado no auxílio à caracterização de áreas de interesse. Entretanto, há uma lacuna no conhecimento quanto à eficácia do uso dessas informações para o auxílio em mapeamentos geológicos em escala de maior detalhe e o quão próximo estas anomalias encontram-se de levantamentos geofísicos terrestres realizados no mesmo local. Além disso, áreas com forte influência de intemperismo físico e químico sofrem constantes mudanças nas propriedades físicas dos minerais. Nesse estudo foram realizados mapeamento geológico em escala 1:25.000, coletadas amostras e confeccionadas e descritas lâminas petrográficas. Também, foram realizadas medidas de susceptibilidade magnética em afloramentos e perfis de geofísica terrestre a SW do município de Caçapava do Sul, estado do Rio Grande do Sul. A partir da integração de histogramas de susceptibilidade magnética, parâmetros relacionados à taxa de alteração e informações litológicas concluiu-se que as ações intempéricas influenciam significativamente na assinatura magnética agindo como atenuantes do sinal. A partir da correlação entre os dados geológicos/geofísicos diretos de campo com os dados aerogeofísicos, constatou-se que estes não apresentam resolução satisfatória para estudos de detalhe (escala 1:25.000), atenuando importantes características observadas apenas em levantamentos geofísicos terrestres. Complementarmente, foram obtidos resultados a partir do uso da técnica de Deconvolução de Euler integrado as classes de relevo e direções de drenagens onde é possível interpretar e correlacionar direções preferenciais de descontinuidades geológicas. O uso de ferramentas geofísicas no auxílio a caracterização de áreas de interesse em escala de detalhe adotada (1:25.000) devem ser utilizadas com cautela. Principalmente, se a área possui densa cobertura vegetal e de solo, pois esses fatores agem como ruído na assinatura magnetométrica. O uso da Deconvolução de Euler juntamente com a análise da declividade do terreno e informações geológicas apresentam um resultado satisfatório no entendimento prévio de direções preferenciais de descontinuidade geológicas.

Palavras-chave: Intemperismo. Magnetometria. Susceptibilidade magnética. Deconvolução de Euler.

ABSTRACT

Since the twentieth century the method of magnetometry has been widely used as an effective tool to the exploration of potential targets, delimitations of bodies with contrasting magnetic signatures, relation to host rocks limits, and in helping to recognize structures. The study of the behavior of magnetic minerals and the factors that attenuate or accentuate this signal has been carried out for decades. It is known that over geological time the physical property of magnetic susceptibility undergoes transformations. The variations in a single rock are wide and depend on the different processes that create, alter and destroy the magnetic minerals of the rocks. Some factors that accelerate the process of altering minerals are climatic conditions, the presence or absence of vegetation, the properties of the matrix rock, among others. In regions with a subtropical climate, the action of weathering agents is constant throughout the seasons. The use of aeromagnetometric data at a scale of 1: 250.000 with a spacing between profiles of 500 meters has been used to assist in the characterization of areas of interest, however there is a gap in knowledge regarding the effectiveness of using this information to aid in geological mapping at scale in detail and how close these anomalies are to land-based geophysical surveys carried out in the same location. In addition, areas with a strong influence of physical and chemical weathering undergo constant changes in the physical properties of minerals. In this study, a geological mapping was carried out on a scale of 1: 23.000, samples were collected and petrographic thin sections were made. Magnetic susceptibility measurements were also carried out on outcrops and ground magnetometric profiles in the central-south region of the State of Rio Grande do Sul. From the integration of magnetic susceptibility histograms, parameters related to the weathering rate, and lithological information, it was concluded that the weathering agents significantly influence the magnetic signature, attenuating the signal. The correlation between direct geological/geophysical data from the field with aerogeophysical survey, allowed to conclude that these data do not present satisfactory resolution for studies detail-scale surveys (scale 1: 23.000), attenuating important characteristics observed only in ground geophysical surveys. Additionally, results were obtained using the Euler Deconvolution technique integrated with slope classification map, and drainage directions, where it was possible to interpret and correlate preferential directions of geological discontinuities. Thus, the use of geophysical tools to aid the characterization of areas of interest on a detailed scale (as an example 1: 23.000), should be used with caution. Especially if the area has dense vegetation and thick soil coverings, as these elements consist in noise to the magnetometric signature. The use of Euler Deconvolution allied with the terrain slope classification analysis, and previous geological information presented a satisfactory result in the previous understanding of preferred directions of geological discontinuity.

Keywords: Weathering. Magnetometry. Magnetic susceptibility. Euler's deconvolution.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	17
1.2	OBJETIVOS	18
1.2.1	Objetivo Geral.....	18
1.2.2	Objetivos Específicos	18
2	ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO	18
3	FUNDAMENTOS TEÓRICOS DA MAGNETOMETRIA E	
	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DAS ROCHAS	27
3.1	MAGNETIZAÇÃO DAS ROCHAS	30
3.2	MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA EM AMOSTRAS E	
	AFLORAMENTOS.....	33
3.3	VARIAÇÕES ESPACIAIS E TEMPORAIS DO CAMPO MAGNÉTICO	35
3.4	EQUIPAMENTOS DE MEDIÇÃO – MAGNETÔMETROS.....	39
4	PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNÉTICOS – ELEMENTOS	
	FUNDAMENTAIS.....	41
4.1	DISTORÇÃO DE ANOMALIAS–VARIAÇÕES TEMPORAIS E ESPACIAIS.....	41
4.1.1	Isolamento e aprimoramento das anomalias magnéticas.....	45
4.1.1.1	Métodos de inspeção geológica gráfica e visual	46
4.1.1.2	Métodos de filtragem espectral.....	47
4.1.1.3	Técnicas semiautomáticas de interpretação de dados	50
5	METODOLOGIA.....	54
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	57
6.1	COLETA DE DADOS EM CAMPO	57
6.1.1	Mapeamento Geológico e análise petrográfica	57
6.1.2	Susceptibilidade magnética das rochas na área	73
6.1.3	Aquisição magnetométrica terrestre	75
6.2	ARTIGO	79
6.3	ANÁLISE DA TÉCNICA DE DECONVOLUÇÃO DE EULER.....	107
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	113
	REFERÊNCIAS	115
	APÊNDICE 1 – MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	124
	APÊNDICE 2 – FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	143

1 INTRODUÇÃO

A geofísica é amplamente utilizada em diversas fases nas pesquisas exploratórias por ser uma ferramenta que pode recobrir grandes áreas (em levantamentos regionais) ou em investigações de maior detalhe (geofísica terrestre). O uso de métodos geofísicos aerotransportados e terrestres tem sido efetivamente empregado no auxílio a pesquisas geológicas, tais como, delimitações de corpos intrusivos, correlações de contrastes de propriedades físicas para identificar zonas de arcabouço estrutural e detecção e delineação de alvos mineralizados (Kearey et al., 2009; Dentith e Mudge, 2014).

Entretanto, ocorre uma escassez de informações no enfoque da qualidade dos dados geofísicos, considerando a densidade de pontos, espaçamento entre perfis de investigação, fatores geomorfológicos, climáticos, dentre outros. A relação direta entre as propriedades físicas dos minerais e a influência destes na assinatura magnética são extremamente importantes para obter-se uma análise e interpretação realista da área de estudo.

A propriedade física de susceptibilidade presente nas rochas e minerais podem sofrer diversas transformações ao longo do tempo geológico. Pesquisadores como Grotzinger e Jordan (2014) reuniram fatores intempéricos que influenciam na taxa de alteração dos minerais. Clark and Emerson, (1991), Clark et al. (1992), Clark (1997) discutiram sobre a fonte de magnetização de diversos tipos de rochas e minerais a partir da correlação do magnetismo com a petrologia das rochas, e abordaram a importância não só de minerais qualificadores, mas também minerais acessórios. Dentith e Mudge (2014) abordaram a importância da qualidade das informações coletadas em campo, principalmente na aquisição de dados de susceptibilidade magnética.

Levantamentos aeromagnetométricos com escala 1:250.000 tem sido muito utilizado no auxílio a diversas pesquisas no Brasil recentemente. Entretanto, não há estudos considerando a eficácia destes, em relação ao espaçamento de dados e resolução das anomalias em áreas com forte ação de agentes intempéricos. Com esse estudo pretende-se compreender como ocorre o comportamento das assinaturas magnetométricas em uma área com a presença de diversos fatores que controlam a taxa de alteração dos minerais, assim como a presença de uma espessa cobertura de solo e com densa cobertura vegetal. Foram realizadas comparações diretas entre

informações geológicas e geofísicas. Em campo, realizou-se mapeamento geológico com escala 1:25000, descrição detalhadas de afloramentos e de lâminas petrográficas. Foram executados perfis de magnetometria terrestre próximo as linhas de voo dos dados de aeromagnetometria e foram coletadas medidas de susceptibilidade magnética em afloramentos e amostras de mão.

Além disso, devido à dificuldade de se definir direções preferenciais das descontinuidades geológicas em campo devido a densa cobertura vegetal e solo espesso foi, complementarmente, utilizada a técnica de Deconvolução de Euler como ferramenta de auxílio ao mapeamento geológico com o objetivo de compreender a correlação desta técnica com direções de falhas, drenagens e contatos litológicos.

1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Essa dissertação está estruturada em 7 capítulos, sendo eles:

Capítulo 1: Introdução do tema da dissertação, apresentação dos objetivos geral e específico;

Capítulo 2: Localização da área de estudo e contexto geológico regional;

Capítulo 3: Fundamentação teórica do método de magnetometria;

Capítulo 4: Elementos fundamentais para o processamento de dados magnéticos;

Capítulo 5: Metodologia de trabalho;

Capítulo 6: Resultados e discussões, separados por tópicos:

- i) Medidas diretas em campo como o mapeamento geológico e análise petrográfica, aquisição de susceptibilidade magnética em afloramentos e magnetometria terrestre;
- ii) Artigo completo intitulado "*Geological and magnetometric data applied in the geophysical signatures and resolution analysis, Seival district, Caçapava do Sul, RS – Brazil*" que será submetido para o periódico *Journal of Applied Geophysics*;
- iii) Análise da técnica de Deconvolução de Euler.

Capítulo 7: Aborda as considerações finais da pesquisa e referências bibliográficas utilizadas na dissertação. Foram adicionados dois apêndices um

relacionado às descrições de lâminas petrográficas e outro referente aos histogramas de susceptibilidade magnética.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

O objetivo geral desse trabalho é compreender a assinatura magnetométrica das rochas e minerais submetidos à forte ação intempérica a partir da integração de dados geofísicos de magnetometria aérea e terrestre, susceptibilidade magnética e petrografia ígnea.

1.2.2 Objetivos Específicos

Especificamente, são propostos os seguintes objetivos:

- i) Comparar respostas da magnetometria aérea e terrestre diretamente com a susceptibilidade magnética medida em afloramentos;
- ii) Definir zonas de limites litológicos utilizando a magnetometria associada a descrições detalhadas da petrografia e taxas de alteração causadas por agentes intempéricos;
- iii) Validar a qualidade do sinal geofísico considerando a densidade de medidas, a escala de trabalho e a influência da cobertura vegetal, solos, geomorfologia e drenagens;
- iv) Utilizar técnicas de realce e processamento geofísico no auxílio ao entendimento de lineamentos estruturais da área.

2 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

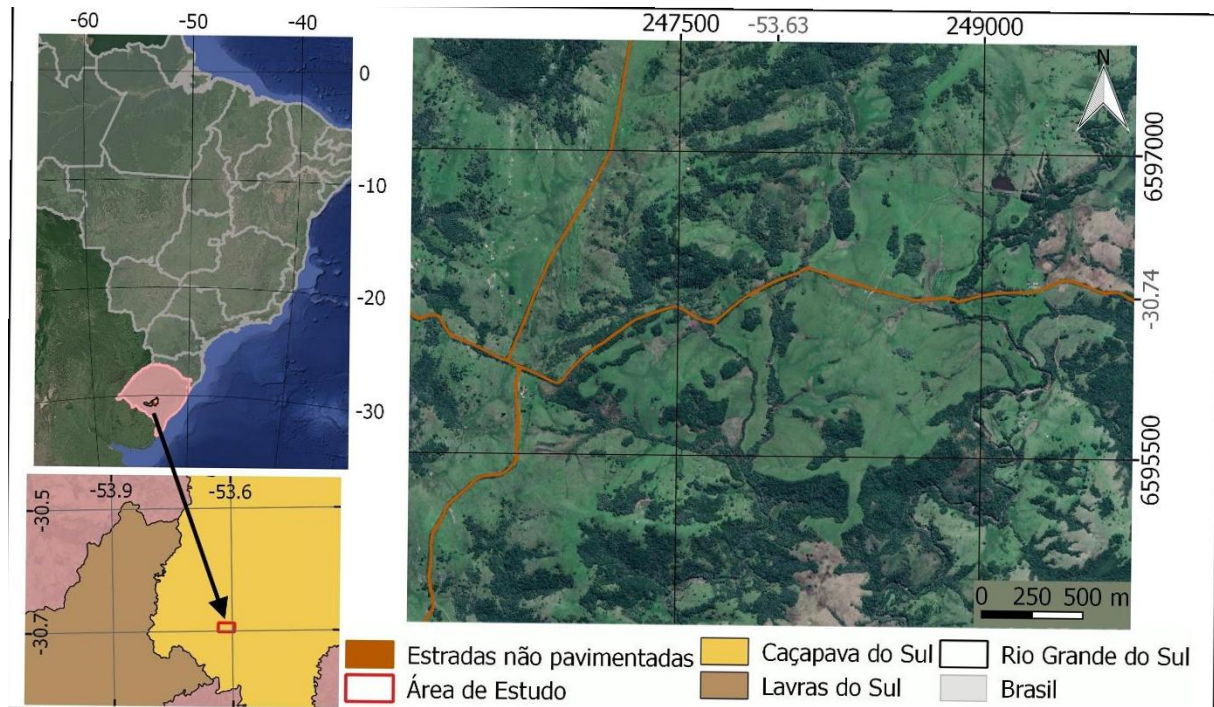
A área de estudo foi determinada a partir da análise prévia de mapas aerogeofísicos e geológicos de escala regional (1:250.000 e 1:100.000, respectivamente). Consequentemente, estas informações possuem uma lacuna de trabalhos (referências) e estudos de escala local (semidetalhe) que abordam características geomorfológicas (relevo), presença de drenagens, vegetação e solo.

Tais elementos, considerando as ações intempéries próprias do clima nesta latitude podem influenciar diretamente nas assinaturas geofísicas observadas levando a um considerável viés na análise e interpretação.

O local deste estudo localiza-se no 6° distrito denominado Seival, município de Caçapava do Sul, Estado do Rio Grande do Sul. Possui uma área total de 7,5 km² e situa-se entre as seguintes coordenadas UTM (WGS84 – zona 22S):

- 246.156 e 249.816 (Leste);
- 6.597.635 e 6.594.453 (Norte) (FIGURA 1).

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.



FONTE: Adaptado de Google Earth (2020).

Regionalmente a área de estudo está inserida na porção meridional da Província Mantiqueira no setor meridional (HASUI et al., 1975; ALMEIDA et al., 1981) e denominado de Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG). Esta região, reconhecida pelas características geológicas e ocorrências minerais, consiste no resultado de um processo de geração e deformação de crosta continental, cuja maior contribuição ocorreu no ciclo Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e no Brasileiro (900-535 Ma).

O ESRG é formado em sua totalidade por unidades que fazem parte do Cinturão Dom Feliciano estabelecido no Neoproterozoico. Este é representado pelos terrenos São Gabriel Tijucas e Batólito Pelotas. Ocorrem também unidades

paleoproterozoicas como o Terreno Taquarembó e o terreno Tijucas (HARTMANN et al., 2007) (FIGURA 2).

As unidades tectono-estratigráficas paleoproterozoicas consistem em:

i) Terreno Taquarembó: Representado pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico, constituído predominantemente por granulitos félsicos (trondhjemiticos) e máficos, piroxenitos, lentes de harzburgitos, silimanita gnaisses, mármore e gnaisses cálcio-silicáticos (HARTMANN et al., 2007). Foram obtidas idades de acreção dos magmas do complexo granulítico (zircão, SHRIMP) entre 2,5-2,1 Ga, tendo o evento colisional gerador dos granulitos ocorrido em 2,02 Ga (HARTMANN et al., 1999, 2000);

ii) Terreno Tijucas: Representado pelo Complexo Encantadas, constituído por gnaisses dioríticos e tonalítico/trondhjemiticos. A datação de zircão por SHRIMP mostra o início do magmatismo em 2,26 Ga e sua continuidade até 2,1 Ga. A colisão responsável pela geração do metamorfismo de fácies anfibolito ocorreu em 2,03 Ga (HARTMANN et al., 2007).

Como unidades tectono-estratigráficas neoproterozoicas, são descritos:

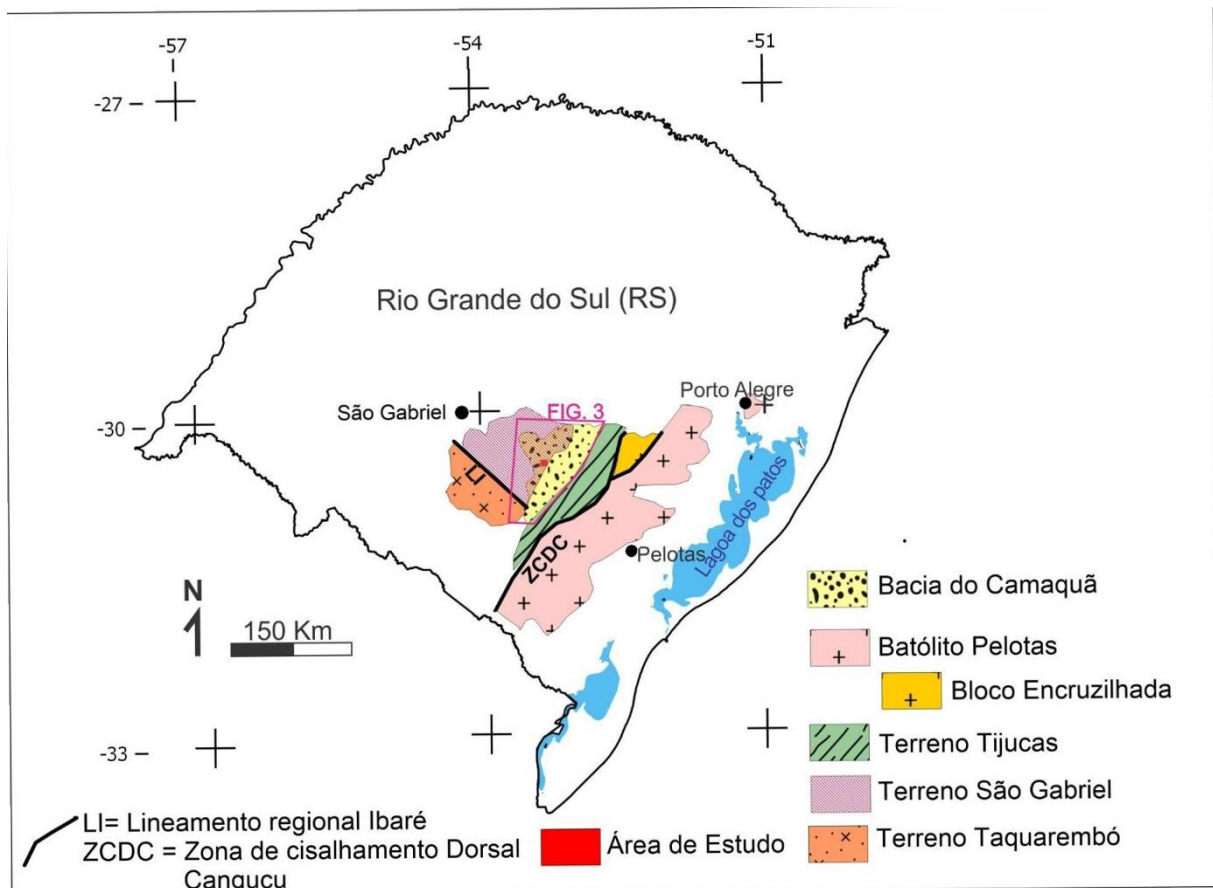
i) Terreno São Gabriel: Constitui-se de um prisma acrecionário com associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de retroarco (*back-arc*), ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos. Representado pelas rochas juvenis (meso a neoproterozoicas) que incluem rochas plutônicas, cálcio-alcálicas baixo a médio K de arco (representadas pelo Complexo Cambaí). Com idades de zircão (TIMS e SHRIMP) em torno de 735-680 Ma (BABINSKI et al., 1996; HARTMANN et al., 2000, 2011). De acordo com (HARTMANN et al., 2007) ocorre também uma sequência vulcano-sedimentar denominada de Complexo Palma (parte inferior da sequência) e Complexo Bossoroca (parte superior da sequência) compostos por rochas metavulcânicas máficas e metassedimentares associadas. As rochas metassedimentares apresentam idades mais antigas do que as rochas ígneas, mas estudos sugerem que foram derivadas de uma fonte juvenil neoproterozoica, com pouca contribuição de crosta mais velha. Foram oriundas de fontes andesíticas e de misturas de rochas básicas e félsicas de arco (HARTMANN et al., 2007).

ii) Terreno Tijucas: Foram identificados dois domínios de rochas, um de idade paleoproterozoica (Complexo Encantadas) e outro neoproterozoico a eopaleozoico (Complexo Porongos). No Complexo Porongos foram identificadas rochas metavulcânicas de idades 780-770 Ma (zircão de metadiorito, SHRIMP e TIMS) (CHEMALE Jr., 2000). Estas são intercaladas com metassedimentos, cujo zircões

detríticos mais jovens de quartzitos tem idade de 1998 Ma (HARTMANN et al., 2004). O vulcanismo de 780 Ma pode estar relacionado à Orogênese São Gabriel. Foram identificados fragmentos ofiolíticos que podem ser cronocorrelatos com aqueles do Terreno São Gabriel.

iii) Batólito Pelotas: É composto por um complexo granítico e seis suítes intrusivas relacionadas à atuação de zonas de cisalhamento, com idades em torno de 650 Ma e 550 Ma (PHILIPP E MACHADO, 2005; PHILIPP et al., 2007). No Complexo Pinheiro Machado as rochas graníticas contêm enclaves de gnaisses tonalíticos e de rochas metassedimentares. Foram identificados dois eventos de fusão parcial com idades (SHRIMP, zircão) de 800 Ma e outro entre 630-610 Ma (HARTMANN et al., 2007).

FIGURA 2 – MAPA GEOLÓGICO COM AS PRINCIPAIS UNIDADES GEOTECTÔNICAS DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE, LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO (VERMELHO) E INDICAÇÃO DA FIGURA 3 (POLÍGONO ROSA).



FONTE: Modificado de Hartmann et al. (2007).

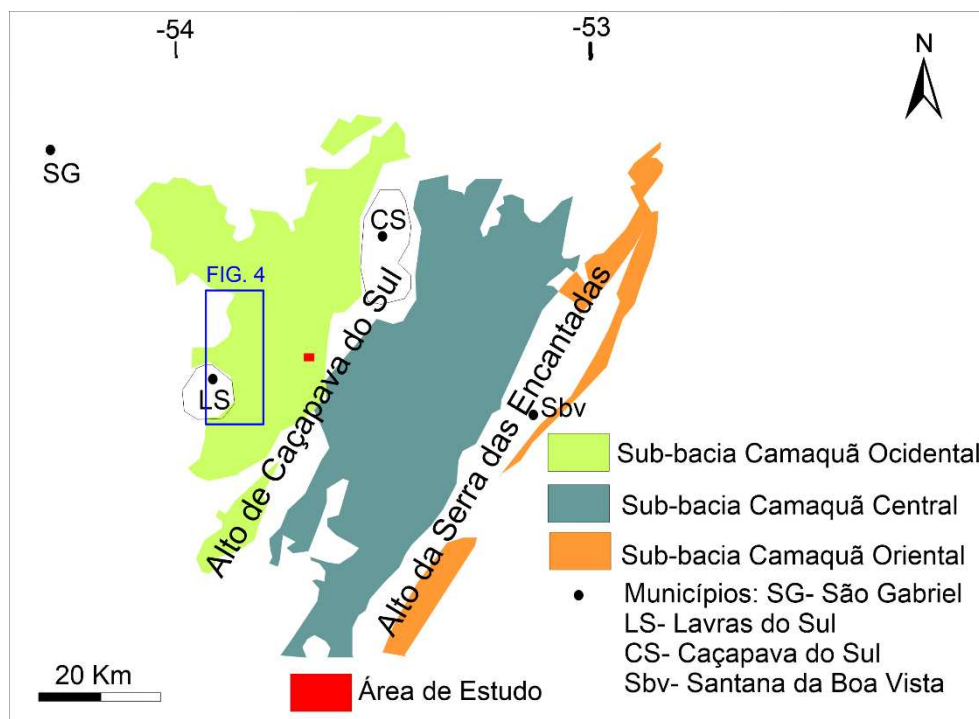
O fim do Neoproterozoico e início do Paleozoico registra a presença de um conjunto de unidades sedimentares e vulcanogênicas originadas em bacias tectônicas alongadas. Os depósitos dessas bacias são formados por espessas sucessões de

conglomerados, arenitos e pelitos de ambientes continentais, costeiros e marinhos. Estão frequentemente associados com rochas vulcanogênicas de afinidade alcalina. Na porção centro-sul do Rio Grande do Sul encontra-se uma exposição dessas sequências denominada de Bacia do Camaquã que recobre rochas pré-cambrianas do embasamento e compreende espessas sucessões siliciclásticas e vulcanogênicas (ALMEIDA, 1969; FAMBRINI E FRAGOSO-CESAR, 2006).

A Bacia do Camaquã foi classificada inicialmente por (ALMEIDA, 1969; FRAGOSO-CESAR et al., 1982, 1984; FRAGOSO-CESAR, 1991) como molassas do fim da Orogenia Brasileira. Posteriormente, foram interpretadas como bacias transcorrentes (OLIVEIRA E FERNANDES, 1991; MACHADO E SAYEG, 1992; CARAVACA, 1998). Também foi caracterizada como uma bacia de retroarco formada nos estágios finais do Brasileiro (GRESSE et al., 1996). A partir do século XIX diversos estudos indicam que a Bacia do Camaquã representa a evolução extensional, formando um sistema de riftes sem vinculação com o Ciclo Brasileiro (FRAGOSO-CESAR et al., 2001; FAMBRINI et al., 2001; FAMBRINI, 2003), interpretado como um sistema anorogênico (FRAGOSO-CESAR et al., 2002, 2003).

A Bacia do Camaquã foi compartimentada em sub-bacias durante a evolução tectono-sedimentar devido ao soerguimento sin-deposicional dos Altos de Caçapava do Sul e da Serra Encantadas (FAMBRINI E FRAGOSO-CESAR, 2006). O termo Supergrupo Camaquã, utilizado por Janikian (2004), consiste em uma divisão em 3 sub-bacias, denominadas de Camaquã Ocidental, Central e Oriental. Estas, são o resultado de diversos ciclos de subsidência tectônica, encontram-se separadas por rochas do embasamento alongadas na direção NNE-SSW e apresentam discordâncias angulares entre si (FIGURA 3).

FIGURA 3 – DIVISÕES DA BACIA DO CAMAQUÃ COM A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO (POLÍGONO VERMELHO) E INDICAÇÃO DE LOCALIZAÇÃO DA FIGURA 4 (RETÂNGULO AZUL).



FONTE: Modificado de Janikian (2004).

O Supergrupo Camaquã foi dividido em cinco unidades (JANIKIAN et al., 2003; PELOSI E FRAGOSO-CESAR, 2003; JANIKIAN, 2004). Consistem, da base para o topo: i) Grupo Maricá (PELOSI E FRAGOSO-CESAR, 2003), ii) Grupo Bom Jardim (JANIKIAN et al., 2003), iii) Formação Acampamento Velho (RIBEIRO E FANTINEL, 1978), iv) Grupo Santa Bárbara (FAMBRINI, 2003) e v) Grupo Guaritas (ROBERTSON, 1966; JANIKIAN, 2004).

De acordo com Janikian (2004) no Grupo Bom Jardim identificou-se sequências deposicionais, que foram interpretadas como pertencentes de 3 formações, da base para o topo, i) Formação Cerro da Angélica, ii) Formação Hilário e iii) Formação Picada das Graças. Uma das principais litologias da área de estudo e de maiores assinaturas magnéticas consiste na Formação Hilário (RIBEIRO E FANTINEL, 1978). Nesta, estudos pioneiros com enfoque nas rochas vulcânicas e piroclásticas foram realizados por Nardi e Lima (1985), Lima e Nardi (1985) e Lima (1995).

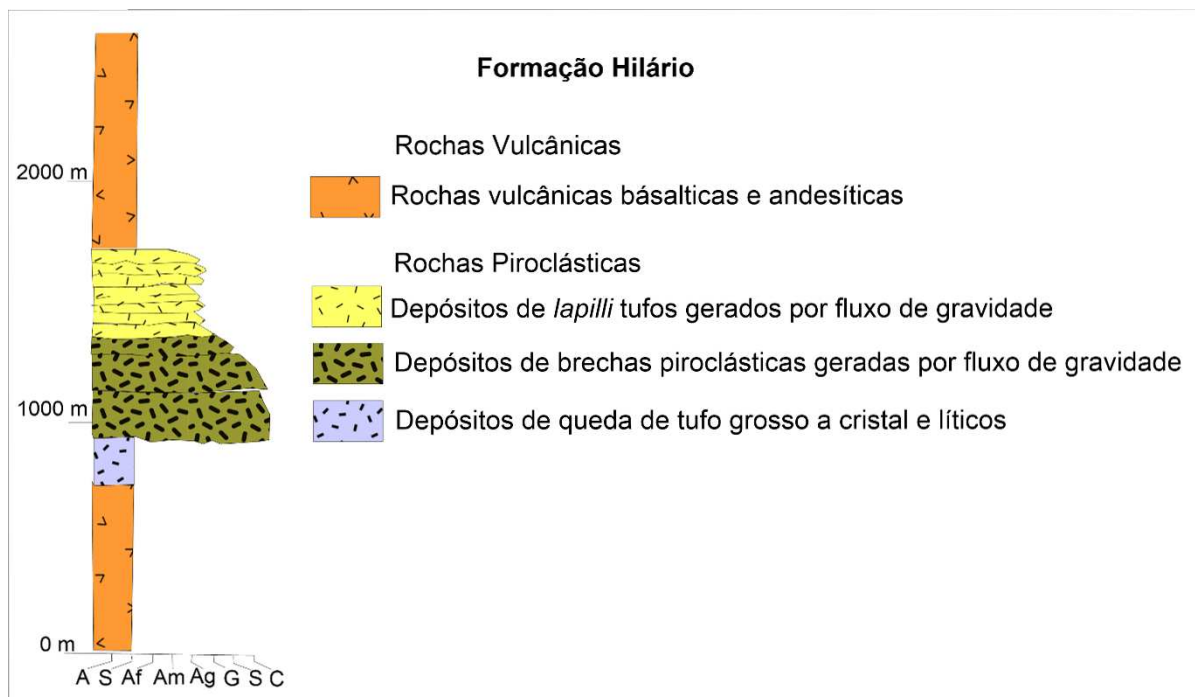
Um estudo de Janikian (2004) recente refere-se à litoestratigrafia da Formação Hilário nas proximidades do município de Lavras do Sul (localização indicada na FIGURA 3, retângulo azul). Neste estudo foram realizadas descrições de afloramentos e perfis geológicos. O empilhamento estratigráfico foi prejudicado devido a escassez de litotipos acamadados. Com isso, foi possível levantar informações de

apenas uma coluna estratigráfica (FIGURA 4) da unidade localizada na porção central da área indicada na FIGURA 3.

De acordo com Janikian (2004) estas unidades são compostas, da base para o topo, em:

- i) Rochas vulcânicas básicas a andesíticas;
- ii) Rochas piroclásticas de caráter intermediário a ácido, com tufos, *lapilli*-tufos e brechas piroclásticas;
- iii) Rochas vulcânicas básicas a andesíticas, subordinadamente, riolíticas.

FIGURA 4 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO HILÁRIO PRÓXIMO AO MUNICÍPIO DE LAVRAS DO SUL.



FONTE: Adaptado de Janikian (2004).

Janikian (2004) descreve e classifica essas rochas conforme abaixo elencadas:

Rochas vulcânicas: Classificadas petrograficamente como basaltos, andesitos e corpos intrusivos subvulcânicos de caráter básico. Os litotipos básicos apresentam coloração verde escura a avermelhada, textura fanerítica muito fina, com fenocristais de plagioclásio e de clinopiroxênio, substituídos por clorita e minerais opacos. Possuem matriz muito alterada, apresentando-se oxidada cloritizada e devitrificada.

As rochas andesíticas de coloração rosada a arroxeada e textura fanerítica fina e fenocristais de plagioclásio (labradorita e andesina) e de máficos (clinopiroxênio), com matriz de textura predominantemente traquitoide. Frequentemente tem-se a substituição de minerais por clorita e carbonato, comum texturas de devitrificação na matriz, que apresentam microesferulitos fibrorradiados e amígdalas preenchidas por quartzo, clorita e carbonato.

Rochas piroclásticas de caráter intermediário a ácido:

Os depósitos de tufos encontram-se frequentemente intercalados aos derrames vulcânicos e, em algumas regiões, estão sobrepostos por depósitos de brechas piroclásticas. Estes depósitos de brecha são compostos por clastos subangulosos a subarredondados que variam de seixos a calhaus. Na porção basal o depósito é sustentado por clastos e o arcabouço é composto de rochas vulcânicas de composição ácida a intermediária. Em direção ao topo, descreveu-se diminuição na granulação do arcabouço (predomínio de seixos) seguidos pelos depósitos de lapili tufos com megacristais de plagioclásio e clinopiroxênio.

Foi considerado, a partir de evidências de colocação a quente em função de feições de devitrificação observadas, que os depósitos piroclásticos da região de Lavras do Sul são primários. Lima e Nardi (1985) e Lima (1995), assim como Janikian (2004), consideram que a geração desses litotipos deu-se em ambiente subaéreo, classificados como depósito de queda e lahars.

De acordo com Toniolo, Gil e Sander (2007), a Formação Hilário, a partir de dados de campo, geoquímicos e geocronológicos, pode ser dividida em dois grupos:

- i) Afinidade shoshonítica: composta por basaltos andesitos e tufos associados de coloração cinza a cinza escuro;
- ii) Afinidade alcalina: composta por andesitos, basaltos, dacitos e peperitos, com subordinados arenitos conglomeráticos com fragmentos de rochas vulcânicas. Foram identificados também diques de lamprófiro.

A ocorrência de lamprófiros foi descrita com detalhes em Gastal et al. (2006) próximo ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS). Estes ocorrem como diques estreitos com tamanho de 20 a 80 cm e encaixados no Monzonito Tapera. Foram denominados Lamprófiros mistos por apresentar características da mistura de

espessartítico e minete. São compostos basicamente por fenocristais de piroxênio e feldspato potássico, em uma matriz microcristalina composta por biotita, anfibólio e plagioclásio. Além destes, também foram identificados diques de lamprófiros minete e olivina-minete.

Na porção Leste da área de estudo ocorrem rochas referentes ao embasamento do ESRG. De acordo com Chemale et al. (1995b) as rochas da sequência metamórfica Vacacaí estão relacionadas a um contexto de litosfera oceânica, formado no final do mesoproterozoico ou início do neoproterozoico (Períodos Toniano/Criogeniano), posteriormente retrabalhado no Ciclo Brasileiro.

De acordo com Toniolo e Kirchner (2000) a sequência metamórfica Vacacaí nas proximidades de Caçapava do Sul subdivide-se em duas associações, uma metassedimentar e outra metavulcânica.

A associação metassedimentar consiste, predominantemente, em metapelitos, com intercalações de lente de mármore dolomítico associadas a rochas calcissilicáticas, além de quartzitos e formações ferríferas em volumes subordinados. As rochas metapelíticas compreendem xistos a clorita e/ou biotita, muscovita, quartzo, granada e/ou estauroлита. A foliação metamórfica é marcada principalmente pelo alinhamento dos filossilicatos e varia de xistosidade à clivagem ardósiana nas rochas de granulação muito fina. Os mármore dolomíticos ocorrem na porção Leste e a Sul da Suíte Granítica Caçapava do Sul, na forma de corpos lenticulares de formas variadas. De acordo com Bitencourt (1983) as rochas calcissilicáticas representadas por biotita-carbonatos xistos e quartzo-diopsídio gnaisses estão associadas aos corpos carbonáticos, com os quais mostram contatos gradativos. Foram registradas também ocorrências de anfibólio xistos, anfibólio gnaisses quartzo-feldspáticos, rochas magnesianas e rochas vulcânicas de composição riolítica a riodacítica metamorfizadas.

A associação metavulcânica é representada por metandesitos, metatufos, metabasaltos e metaespilitos com estruturas ovaladas e arredondadas de 15 a 40 cm de diâmetro, características de derrames almofadados. Wildner e Lima (1994) mencionaram a presença subordinada de diques de metadiabásio e pequenos corpos de metagabros e metaultramafitos intrusivos na sequência efusiva, além de níveis de “*chert*” e depósitos epiclásticos.

O grau de metamorfismo da sequência metamórfica Vacacaí é caracterizado por dois eventos metamórficos regionais, o mais antigo é representado por

paragênese compatível com o metamorfismo de fácies anfibolito. O segundo evento, relacionado à fase deformacional responsável pela xistosidade regional, é retrogressivo e apresenta associações mineralógicas compatíveis com o metamorfismo de fácies xisto verde (TONIOLO E KIRCHNER, 2000).

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DA MAGNETOMETRIA E SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DAS ROCHAS

Neste tópico serão apresentados os fundamentos teóricos do método de magnetometria aplicado neste estudo. Desta maneira, foi considerada a teoria básica, os tipos de magnetização natural, especificações sobre as medidas de susceptibilidade magnética, conceitos sobre variações espaciais e temporais do campo magnético e o funcionamento de equipamentos de medição. As principais referências utilizadas foram os autores Telford et al. (1990); Kearey et al. (2009); Hinze et al. (2013); Dentith e Mudge (2014).

O magnetismo está associado ao movimento de cargas elétricas. As propriedades magnéticas da matéria se originam em um momento dipolar causado pelo movimento de rotação e órbita dos elétrons ao redor do núcleo dos átomos e pelo acoplamento de rotações entre átomos adjacentes específicos. O magnetismo é dipolar, sendo que cada componente magnético consiste em dois polos que se atraem e envolve campos que exercem força sobre outros corpos magnéticos e materiais eletricamente condutores. A magnetização de um corpo linear é representada por dois polos onde a magnetização está concentrada nas extremidades opostas do corpo. Por convenção, esses pontos fictícios são chamados de polo norte ou positivo. A força do polo de um objeto, uma propriedade determinada pelo momento magnético dipolar dos átomos e moléculas constituintes, consiste na fonte do campo magnético.

Em termos geofísicos, a força do polo é substituída pela magnetização (momento magnético) e pelo volume do objeto. A propriedade física do método magnético consiste no momento magnético por unidade de volume e, também, é a soma vetorial de uma magnetização induzida dada. Esta, é representada pelo produto da susceptibilidade magnética (a facilidade com que um objeto é magnetizado no campo magnético ambiente) e a intensidade do campo terrestre bem como quaisquer magnetizações permanentes ou remanentes impressas no objeto por campos magnéticos anteriores.

A principal fonte do campo magnético terrestre consiste no campo planetário derivado do núcleo da Terra. A origem das correntes elétricas está associada a movimentos convectivos no núcleo externo eletricamente condutor da Terra. Esses movimentos são conduzidos para a superfície terrestre através do calor derivado da solidificação do núcleo externo líquido da Terra para o núcleo interno sólido e possivelmente por fontes térmicas. Os movimentos também são afetados pela rotação e pela precessão do núcleo.

A troca de energia mecânica do movimento de massa pela energia magnética é alcançada por um dínamo. Por conseguinte, a geração interna do campo magnético da Terra é denominada de dínamo geomagnético. Ele é autossustentável na Terra devido ao movimento radial e rotação do núcleo fluido, mas está sujeito a instabilidades que fazem com que o campo magnético inverta a polaridade em intervalos irregulares ao longo da história geológica (MERRIL E MCELHINNY, 1983; HINZE et al., 2013).

A força magnética entre dois polos é proporcional ao produto de suas forças. Para polos de sinal oposto, a força é atraente e para polos de mesmo sinal, a força é repulsiva. No início do século XVIII Coulomb investigou a relação entre as forças e polos de ímãs e, posteriormente, Poisson escreveu em termos matemáticos. A lei de Coulomb é semelhante a lei da força da gravidade de Newton (1):

$$F_M = C_m \frac{P_1 P_2}{r^2} \quad (1)$$

Onde, P_1 e P_2 são polos magnéticos de força p e r é a distância entre eles.

C_m é uma constante magnética, e é equivalente a $1/\mu$ onde μ é a permeabilidade magnética do meio circundante dos polos. A permeabilidade é uma constante de um material e consiste na medida da facilidade com que o campo magnético é passado através do material.

A força magnética não pode ser determinada independentemente da propriedade fundamental da força do polo. Assim, tem-se o campo magnético B , que consiste em uma força em um polo unitário (2):

$$B = \frac{F_M}{P_1} = \frac{C_m P_2}{r^2} \quad (2)$$

Onde, P_1 é um polo unitário fictício em um ponto no espaço em que B é especificado. Supõe-se que $P_2 \gg P_1$ de modo que P_1 não perturbe o campo B .

As propriedades de um campo magnético são medidas em termos do trabalho mecânico necessário para mover um dipolo magnético no campo. O polo magnético da força p tem uma força de intensidade F_M (3):

$$F_M = pB \quad (3)$$

Em um campo de intensidade B , o momento magnético do dipolo é definido como (4):

$$\mathbf{j} = (p \times l)\mathbf{r}_l \quad (4)$$

Onde p é a magnitude de um dos polos separados pela distância infinitesimal l com o vetor unitário \mathbf{r}_l e a direção de \mathbf{j} é do polo negativo para o positivo. Assim, colocar um dipolo em um campo magnético uniforme B onde o momento dipolar \mathbf{j} faz um ângulo com B produz uma força líquida nula porque as forças nos dois polos são claramente iguais e opostas.

A magnitude do torque atuando em um polo p em relação ao centro do dipolo em O com um comprimento infinitesimal l é por definição $[F_M(l/2) \sin(\theta)]$, de modo que o torque líquido no dipolo sobre seu centro é definido na equação (5):

$$\tau = 2F_M(l/2) \sin(\theta) = jB \sin(\theta) = \mathbf{j} \times \mathbf{B} \quad (5)$$

Onde a notação vetorial se refere ao produto cruzado de \mathbf{j} e \mathbf{B} com torque τ perpendicular ao seu plano em um sistema destro. Além disso, o trabalho ou a mudança do potencial (V) necessário para girar o eixo do dipolo de $\theta_0 = 90^\circ$ para um ângulo arbitrário é descrito como (6):

$$V = \int_{\theta_0}^{\theta} jB \sin(\theta) d\theta = -jB \cos(\theta) = -\mathbf{j} \cdot \mathbf{B} \quad (6)$$

Onde a notação vetorial significa o produto escalar de j e B . Assim, mudanças espaciais ou gradientes no potencial escalar V dão ao campo de força magnético τ uma constante de integração.

O produto de j e B não governa apenas os movimentos de rotação de um dipolo em um campo magnético, mas também sua ação de translação em um campo especialmente variável similar aos movimentos repulsivos e atrativos que um ímã faz nas proximidades de outro ímã. E, também, consiste no princípio mecânico subjacente às medições magnéticas como:

i) as alterações do momento magnético j por unidade de volume ou magnetização sob um B conhecido. Essa condição é a base para medir a susceptibilidade e outras propriedades de magnetizações dos materiais;

ii) Alterações do momento magnético por um campo B sob uma magnetização conhecida (j /volume). Esta consiste no princípio dos magnetômetros que medem variações do campo magnético no tempo e no espaço (HINZE et al., 2013).

3.1 MAGNETIZAÇÃO DAS ROCHAS

Na crosta terrestre são observadas duas formas básicas de magnetização natural; a magnetização induzida (M_i) e a magnetização remanente (M_r). A magnetização das rochas pode ser escrita como a soma vetorial dos dois termos (7):

$$M = M_i + M_r \quad (7)$$

Os materiais podem ser classificados em grupos de acordo com suas propriedades magnéticas (TELFORD et al., 1990). De acordo com Hinze et al. (2013); Dentith e Mudge (2014) e Kearey et al. (2009), os materiais possuem diferentes tipos e fontes de magnetização, variações de susceptibilidade magnética e de minerais. Abaixo serão descritas algumas especificações de cada grupo:

i) Diamagnetismo: com susceptibilidade magnética (κ) variando em aproximadamente $10^{-5}SI$. É negativa e fraca sendo incapazes de transportar magnetismo remanente. A fonte provém de força repulsiva devido a precessão Larmor de órbitas de elétrons sobre um campo magnético aplicado. Os minerais que possuem esse tipo de magnetismo são fases puras de quartzo, calcita e feldspato. Alguns exemplos economicamente significativos incluem galena pura e esfalerita, grafite,

halita, gesso e anidrita. Também fazem parte desse grupo muitos minerais argilosos e a água.

ii) Paramagnetismo: possuem susceptibilidade magnética positiva e fraca ($10^{-2} < \kappa < 10^{-3}$). São incapazes de transportar magnetismo remanescente e κ está correlacionado com teores de ferro. A fonte da força atrativa ocorre devido ao alinhamento dos momentos de rotação do elétron diretamente associada a presença de ferro e, secundariamente, ao manganês. Dentre os minerais paramagnéticos encontram-se a olivina, piroxênio, anfibólio, granada, mica, ferro e carbonatos de manganês. Alguns minerais economicamente significativos são a pirita, calcopirita, arsenopirita, marcassita e ilmenita pura.

iii) Antiferromagnetismo: apresentam baixa susceptibilidade magnética que aumenta com a temperatura no qual as forças de troca desaparecem e o material se comporta como uma substância paramagnética. Possuem dipolos antiparalelos, os campos magnéticos dos dipolos se auto anulam de forma que não há efeito magnético externo. Se comportam de maneira semelhante aos materiais paramagnéticos. O principal mineral antiferromagnético é a hematita.

iv) Ferrimagnetismo: tem alta susceptibilidade magnética ($10^{-6} < \kappa < 1$). Os domínios magnéticos adjacentes ocorrem em oposição, mas com momentos magnéticos desiguais, resultando em uma rede de momentos magnéticos em uma direção. Alguns minerais que representam esse grupo são a magnetita, titanomagnetita e ilmenita, óxidos de ferro e titânio.

v) Ferromagnetismo: possuem susceptibilidade magnética muito alta ($1 < \kappa < 10^6$). A magnetização existe mesmo na ausência de um campo magnético externo. Forças de troca mecânicas/quânticas entre átomos, fazem com que momentos magnéticos adjacentes se orientem paralelamente entre si, formando domínios magnéticos. Os representantes desse grupo são o ferro, cobalto e o níquel.

As rochas consistem em uma matriz essencialmente dia ou paramagnética, com distribuições de pequenas proporções de minerais ferro ou ferrimagnéticos, com pequenos grãos disseminados. Devido a isso, muitas vezes, apresentam características ferromagnéticas, mas com valores de susceptibilidade magnética comparável aos materiais paramagnéticos (LIMA, 2014).

Cada grão de material ferromagnético consiste em um ou mais domínios magnéticos que, de uma maneira geral, pode apresentar uma magnetização espontânea dependente da temperatura. Na ausência de um campo magnético

externo, a direção de magnetização em cada domínio se orienta segundo eixos preferenciais. As diversas direções preferenciais e as alturas das barreiras de energia magnética entre os domínios são definidas através das formas do grão e/ou pela anisotropia cristalina. Se a energia magnetostática suprida pelo campo não ultrapassar as barreiras dos domínios, a magnetização original será recuperada ocorrendo a remoção do campo magnético. Esse processo reversível e dependente do campo aplicado consiste na magnetização induzida.

A magnetização remanente se refere a magnetização de materiais ferrimagnéticos que foram captados e retidos de um ambiente magnético anterior. Ao contrário da magnetização induzida, a remanente não desaparece imediatamente na ausência do campo magnético ambiente. Essa forma de magnetização é uma importante base de estudos paleomagnéticos e uma fonte de anomalias magnéticas (TELFORD et al., 1990; KEAREY et al., 2009; HINZE et al., 2013). De acordo com Lima, (2014) a magnetização remanente é fossilizada nas rochas e registra as características de campos pretéritos atuantes durante a formação das rochas.

Há uma ampla variedade de tipos de magnetização remanente que podem ser adquiridas por materiais na Terra durante sua formação e subsequente história geológica. As magnetizações podem ser primárias ou secundárias e o somatório delas é denominado de magnetização remanente natural (NRM) (HINZE et al., 2013). Na TABELA 1 é apresentado uma descrição e característica dos tipos de magnetização remanente.

TABELA 1 – TIPOS E PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE MAGNETIZAÇÃO REMANENTE

Magnetização remanente primária	
Tipo	Descrição
TRM (magnetização termorremanente)	Adquirida a partir da solidificação e resfriamento de uma rocha. Abaixo da temperatura de <i>Curie</i> de seus minerais magnéticos.
DRM (magnetização Dentrítica)	Adquirida durante a sedimentação, quando partículas de um sedimento se alinham ao campo magnético da Terra. Magnetização baixa em comparação a TRM e não é muito importante no mapeamento magnético.
Magnetização remanente secundária	
Tipo	Descrição
CRM (magnetização remanente química)	Adquirida em uma fase tardia da história de uma rocha, quando os minerais magnéticos se recristalizam ou crescem durante a diagênese

	ou metamorfismo. Um exemplo é a formação de grãos de magnetita durante a serpentinização de rochas ultramáficas.
VRM (magnetização remanente viscosa)	Desenvolve-se lentamente em uma rocha, dentro de um campo magnético ambiente, quando os domínios relaxam na direção do campo.

FONTE: Extraído de Kearey et al. (2009).

3.2 Medidas de susceptibilidade magnética em amostras e afloramentos

As medidas de susceptibilidade magnética podem ser realizadas por instrumentos portáteis. Estes, são atualmente leves, robustos e de manuseio simples. Basicamente é necessário encostar o equipamento próximo a uma amostra ou afloramento e pressionar um botão para exibição da medida no *display*. O resultado é influenciado pelo material posicionado a cerca de 20 a 30 mm da superfície de aproximação do equipamento. Portanto, a forma e o tamanho da amostra influenciam na leitura obtida. É importante que a medida seja realizada em uma superfície plana e longe de materiais que possam emitir algum tipo de sinal magnético (celular, relógios por exemplo). A alta condutividade elétrica das amostras pode atrapalhar a operação do sensor. É necessário escolher amostras com cuidado, para que sejam representativas das rochas que estão sendo investigadas. Amostras oxidadas devem ser evitadas devido à probabilidade de destruição da magnetita e a presença de veios/fraturas com magnetita nas amostras podem produzir grandes variações nas medições.

Um fator que pode acarretar erros na obtenção de resultados é a realização de poucas medidas. Em testemunhos de sondagem recomenda-se um mínimo de três leituras de susceptibilidade igualmente espaçadas ao redor do perímetro da amostra principal. Para medições em afloramentos recomenda-se que um grande conjunto de dados seja adquirido para obter-se com precisão a variação espacial natural da susceptibilidade do afloramento (DENTITH E MUDGE, 2014).

Os dados de susceptibilidade magnética podem ser exibidos como um diagrama de frequência para cada tipo de rocha amostrada. Para tornar a distribuição de dados mais simétrica recomenda-se o uso de escala logarítmica. Os dados comportam-se frequentemente como multimodais devido à presença de diferentes populações de minerais magnéticos no conjunto de dados. Uma distribuição de modo

único é muito rara, mesmo quando a litologia amostrada parece homogênea (DENTITH E MUDGE, 2014).

Se o objetivo principal consiste em delinear contrastes na magnetização e caracterizar as respostas magnéticas das várias unidades geológicas conforme proposto neste estudo, é razoável a realização de uma avaliação qualitativa da distribuição de susceptibilidade, identificando assim, uma gama de respostas magnéticas. A média ou a faixa de susceptibilidade de uma unidade pode ser utilizada para estabelecer uma hierarquia de magnetização, ou seja, um determinado conjunto de dados pode ser considerado altamente magnético e outros não magnéticos. Essa análise quantitativa pode auxiliar na diferenciação de unidades litológicas em mapeamentos. Complementarmente, se o objetivo consiste em uma análise mais robusta, como distinguir com exatidão parâmetros ferrimagnéticos e populações paramagnéticas, recomenda-se utilizar amostras de rochas frescas e com o mínimo de oxidações nas superfícies. Para mais informações sobre uma análise mais completa de dados recomenda-se Larsson (1977) e Lapointe et al. (1986), estes autores utilizaram métodos estatísticos aplicados aos dados de susceptibilidade para identificar populações individuais.

Uma análise mais detalhada por meio de dados estatísticos pode ser desnecessária, no entanto, é essencial que seja realizado uma amostragem adequada para garantir uma distribuição representativa para cada unidade litológica da área de estudo. Além da necessidade de um volume maior de informações, Dentith e Mudge (2014), recomendam que é importante considerar alguns fatores como:

- i) Verificar se as medidas representam a heterogeneidade da geologia no afloramento/rocha ou se são um artefato de amostragem. As medidas realizadas com instrumentos portáteis são afetadas pela rugosidade da superfície e pelo volume da amostra.
- ii) Considerar a exclusão de algumas populações de medidas, como exemplo, em áreas de alteração próximo a falhas ou fraturas, que podem ser destrutivas ou construtivas de magnetita.
- iii) Considerar a ação de fatores intempéricos, como exemplo, um afloramento pode representar uma amostra tendenciosa de uma determinada unidade litológica, devido a fatores como a resistência a erosão.

A complexidade da mineralogia de materiais magnéticos e as limitações da amostragem evidenciam que é difícil atribuir um valor de susceptibilidade médio preciso para uma unidade geológica. A seleção de um intervalo de medidas é considerada a melhor abordagem. Portanto, o objetivo de medir a susceptibilidade magnética consiste em se identificar faixas (variações) para prováveis unidades individuais e identificar onde ocorrem significativos contrastes entre estas (DENTITH E MUDGE, 2014).

3.3 Variações espaciais e temporais do campo magnético

Para compreender como as propriedades magnéticas interagem com a superfície terrestre é necessário entender como ocorrem as variações espaciais e as variações temporais do campo magnético e quais são seus principais efeitos. Para estes tópicos foram utilizados como referências principais Kearey et al. (2009) e Hinze et al. (2013).

As interações eletromagnéticas do plasma solar com o campo magnético principal introduzem variações temporais adicionais com amplitudes significativas que variam entre períodos de segundos a um mês ou mais. Em geral toda a observação magnética na superfície ou perto da superfície da Terra inclui esses efeitos magnéticos normais que são grandes em comparação com os efeitos magnéticos geológicos da subsuperfície. Portanto, eles devem ser removidos das medições magnéticas para ajudar a isolar os efeitos magnéticos dos alvos subsuperficiais para análise.

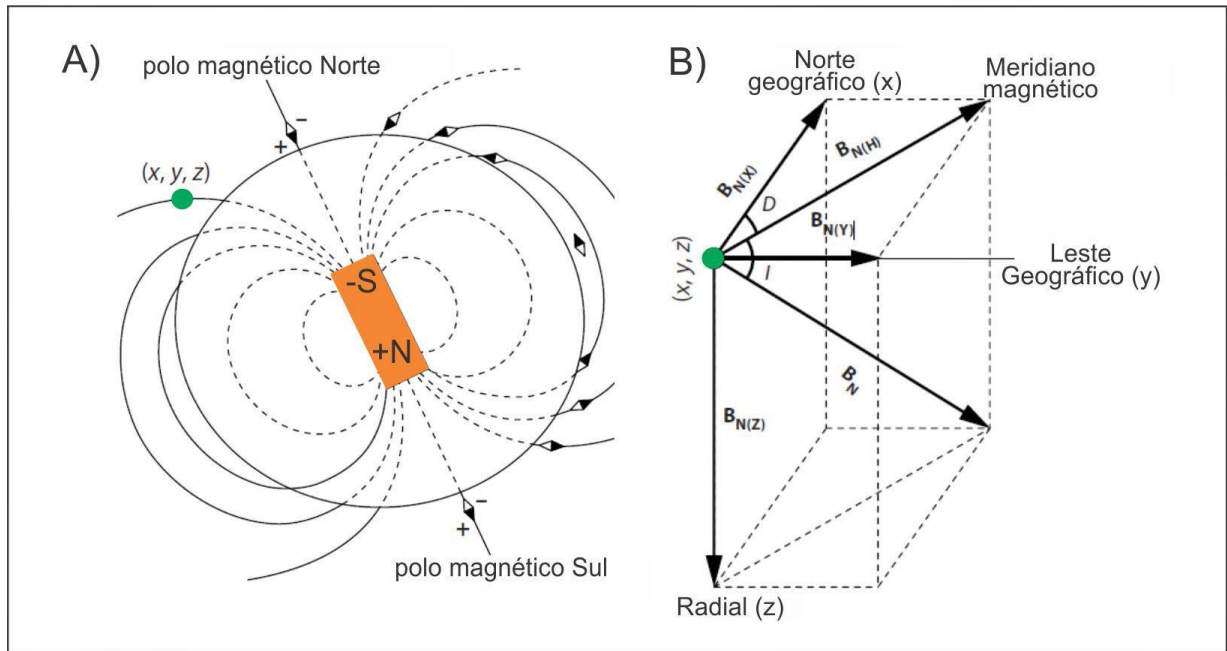
O campo principal da Terra é demonstrado por um campo de linhas ou linhas de força (FIGURA 5a). As linhas de força são curvilíneas e dispostas por toda a parte, tangenciando o campo ambiente mostrando, assim, a direção do campo. O número de linhas de força que passam através de uma área unitária perpendicular à sua direção é uma medida relativa da amplitude, força ou intensidade do campo. A FIGURA 5a indica que o campo da Terra é vertical nos polos magnéticos, horizontal no equador magnético e tem uma amplitude nos polos de aproximadamente duas vezes a do equador. Por definição, o polo atraído em direção ao polo geográfico norte é chamado de polo norte (ou positivo). Como os opostos se atraem, isso significa que

o polo geográfico norte é o polo mais ao sul (ou negativo) e vice-versa para o polo geográfico sul.

Por convenção o campo principal da Terra é inclinado para baixo a partir da horizontal do hemisfério magnético do norte e para cima do hemisfério sul, com as inclinações do campo aumentando em direção aos polos do equador. Os polos geomagnéticos são definidos como a posição em que a linha que passa pelo dipolo mais adequado no centro da Terra cruza a superfície. Eles diferem em menor grau dos polos magnéticos reais, onde o campo é direcionado verticalmente devido a componentes não dipolares, que são os resíduos da diferença entre o campo dipolo geocêntrico mais adequado e o campo real da Terra. O equador geomagnético é definido pelo plano perpendicular ao eixo do dipolo mais adequado que passa pelo centro da Terra. No equador magnético o campo magnético é direcionado horizontalmente. Este apenas coincide aproximadamente com o equador geográfico devido à inclinação do campo principal.

O campo BN é chamado de campo normal da Terra ou campo principal, é constituído pelos componentes horizontal BN(H) e vertical BN (Z), com direção z positiva para baixo ao longo da vertical local. BN (H), por sua vez é resolvido nos componentes geográficos norte BN(X) e leste BN (Y). A relação angular entre BN (H) e BN (X) é a declinação D e entre BN (H) e BN é a inclinação I do campo. Nos polos magnéticos, o diagrama de componentes possui uma linha vertical, e no equador magnético uma linha horizontal na direção do meridiano magnético (FIGURA 5b) (HINZE et al., 2013).

FIGURA 5 – EM A) CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA (B_N) REPRESENTADO POR LINHAS DE FORÇA PARA UM DIPOLO LOCALIZADO NO CENTRO DA TERRA, COM INCLINAÇÃO DE $10,9^\circ$ PARA A ROTAÇÃO DOS EIXOS DA TERRA. EM B) NO PONTO DE OBSERVAÇÃO (X, Y, Z), O CAMPO NORMAL APRESENTA AS COMPONENTES CONFORME DESCRITOS NO TEXTO.



FONTE: Adaptado de Hinze et al. (2013).

Além do campo dipolar, o campo magnético na superfície da Terra possui componentes no interior da Terra e de fontes externas. O componente que é de interesse na exploração geofísica é derivado de variações horizontais na polarização magnética ou magnetização da litosfera, que consiste na crosta e nas partes mais externas do manto. A menor profundidade de magnetização é determinada pela temperatura dentro da Terra. Em regiões acima da temperatura de *Currie*, um mineral não é capaz de reter seu magnetismo. A temperatura de Currie dos minerais magnéticos mais comuns é inferior a cerca de 600°C sendo essa temperatura atingida em condições normais nos continentes.

O campo geomagnético também exibe um componente de campo principal não dipolar originário dentro do núcleo da Terra, sobreposto ao campo dipolar. Variações de longo prazo em magnitude e duração podem ser facilmente observadas ao longo da vida humana. Estes são denominados de **variações seculares**. Sua taxa de mudança é da ordem de 80 nT/ano , mas varia muito com o tempo e posição. Devido a sua origem no interior da Terra e a rápida variação em relação ao tempo geológico acredita-se que o fenômeno se originou a partir de uma fonte dentro do núcleo externo líquido da Terra associada ao fluxo principal e secundário de fluidos.

A variação secular nas relações angulares e na amplitude dos principais componentes do campo magnético exigiu a atualização periódica dos gráficos que representam o campo magnético da Terra. A cada meia década, desde 1965, um

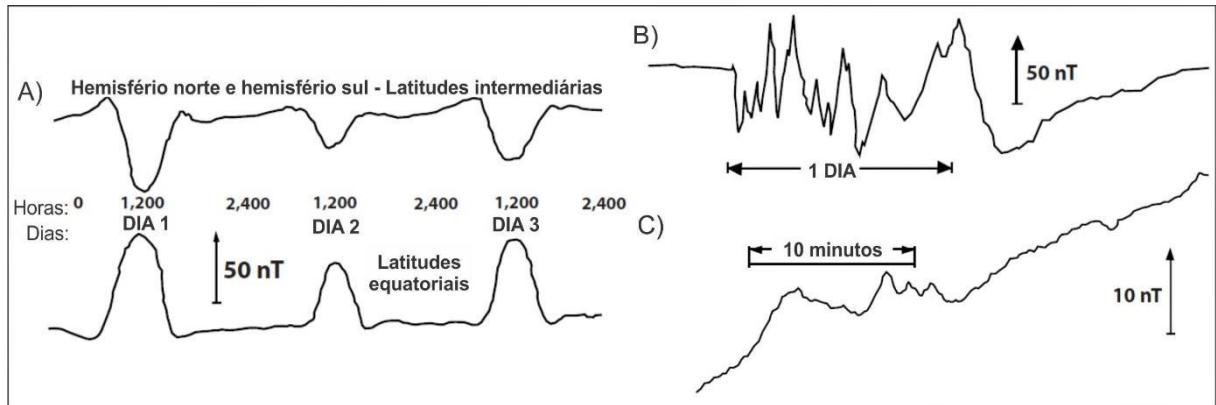
Campo Internacional de Referência Magnética (IGRF) é calculado e adotado internacionalmente, com base em observações do observatório magnético e medições de pesquisa. Mais recentemente, pesquisadores como Langel e Hinze, (1998); Constable, (2007); Olsen et al. (2007), passaram a realizar observações do campo da Terra por meio de satélites.

O IGRF contempla o achatamento da forma da Terra e considera a elevação em relação ao nível do mar para que todos os componentes do campo magnético possam ser calculados a partir da equação a qualquer altitude. Ele também incorpora um termo preditivo para a variação secular do campo com base na extrapolação de taxas anteriores, mas isso não é feito precisamente. Consequentemente, a cada cinco anos é calculado o **Campo Geomagnético Definitivo (DGRF)**, levando em consideração uma aproximação a variação secular real que foi observada na época anterior. As variações seculares são importantes para restringir os estudos de dínamo geomagnético e combinar dados de levantamentos magnéticos obtidos durante anos diferentes.

Também podem ocorrer variações magnéticas derivadas externamente denominadas de **variações diurnas**. Estas possuem uma grande variação de períodos, variando de frações de segundo a vários dias ou mais, e magnitudes que geralmente aumentam com o período. As magnitudes deste sinal são suficientemente grandes para interferir em pesquisas de exploração magnética, seu efeito deve ser monitorado e removido do sinal observado para fins de interpretação.

As magnitudes ao longo de um período de 24 horas são geralmente inferiores a 50 nT (FIGURA 6a), exceto durante períodos de forte bombardeio corpuscular da Terra pelo Sol durante as tempestades magnéticas (FIGURA 6b). Os efeitos das marés na ionosfera contribuem aproximadamente com um décimo da variação diária normal. As micropulsações por períodos de dezenas de minutos (FIGURA 6c) são uma consideração importante para resolver anomalias magnéticas de menor comprimento de onda e baixa amplitude, como as características do solo em aplicações arqueológicas, de engenharia e outras aplicações de alta resolução (Breiner, 1973; Hinze et al 2013).

FIGURA 6 – GRÁFICOS DE INTENSIDADE DO CAMPO MAGNÉTICO TOTAL SENDO, EM A) VARIAÇÕES TEMPORAIS TÍPICAS PARA LATITUDES INTERMEDIÁRIAS (REGISTRO ACIMA) E EQUATORIAIS (REGISTRO ABAIXO). EM B) REGISTRO DE TEMPESTADE MAGNÉTICA, EM C) REGISTRO DE MICROPULSAÇÕES.



FONTE: Adaptado de Kearey et al., (2009).

De acordo com Kearey et al., (2009) o princípio de funcionamento do magnetômetro de prótons ocorre basicamente em três etapas:

3.4 Equipamentos de medição – magnetômetros

Os principais tipos de magnetômetros utilizados na geofísica de exploração são: i) *flux gate*; ii) Bombeamento óptico ou de vapor alcalino e iii) Precessão nuclear ou magnetômetro de prótons.

O dispositivo sensor do magnetômetro de prótons, componente do equipamento utilizado neste estudo, é um recipiente preenchido com um líquido rico em átomos de hidrogênio, como querosene ou água, envoltos por uma bobina (FIGURA 7).

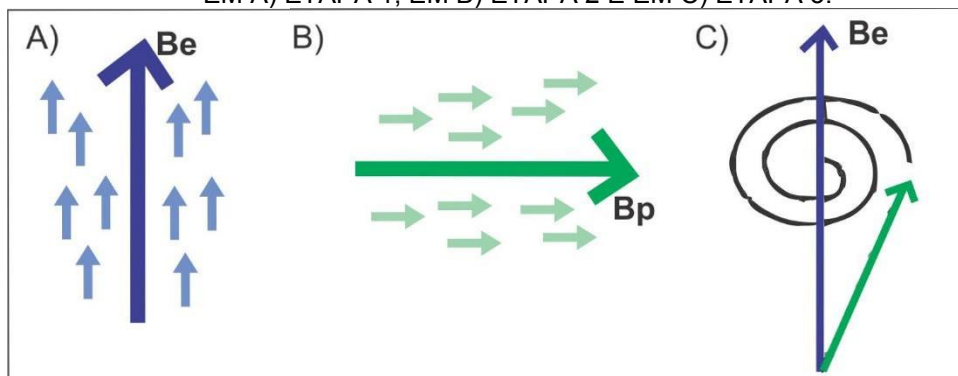
FIGURA 7 – DESENHO ILUSTRATIVO DO DISPOSITIVO SENSOR DO MAGNETÔMETRO DE PRÓTONS.

1° Etapa: Os núcleos de hidrogênio (prótons) presentes dentro do dispositivo sensor agem com pequenos dipolos e normalmente se alinham paralelamente ao campo geomagnético (B_e) (FIGURA 8A);

2° Etapa: A bobina é submetida a uma corrente elétrica secundária que gera um campo magnético (B_p) 50 a 100 vezes maior que o campo geomagnético, e em direção oposta, fazendo com que os prótons se alinhem nessa nova direção (FIGURA 8B)

3° Etapa: Por último a corrente é desligada, de modo que o campo polarizado seja removido rapidamente. Os prótons retornam ao alinhamento original com o campo geomagnético (B_e) de forma espiralada, ou precessão, em fase e com um período de cerca de 0,5 ms, levando de 1 a 3 segundos para adquirir sua orientação original. (FIGURA 8C).

FIGURA 8 – PRINCÍPIO DE FUNCIONAMENTO DO MAGNETÔMETRO DE PRECESSÃO. EM A) ETAPA 1, EM B) ETAPA 2 E EM C) ETAPA 3.



FONTE: Adaptado de Kearey et al. (2009).

A frequência (f) da precessão de prótons é dada pela equação (8):

$$f = \frac{\gamma_p B_e}{2\pi} \quad (8)$$

Onde, γ_p é a razão giromagnética do próton. Essa constante é conhecida com precisão. Esta frequência é determinada por medidas de tensão alternada na mesma frequência induzida na bobina pelos prótons em precessão. Medições realizadas com frequência próximo a 2kHz fornecem uma medida muito precisa da intensidade do campo geomagnético total. Os instrumentos de campo fornecem leituras absolutas do campo magnético total com precisão em torno de 0,1 nT.

Nos dados aeromagnetométricos utilizados nesse estudo e adquiridos por CPRM (2010) foi utilizado um magnetômetro de bombeamento óptico ou de vapor alcalino. Maiores detalhes acerca do funcionamento deste sensor são explanados por Kearey et al. (2009).

4 PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNÉTICOS – ELEMENTOS FUNDAMENTAIS

Neste tópico são descritos os principais elementos que devem ser considerados no processamento de dados magnetométricos a fim de se obter um resultado final de qualidade e com resolução ideal dos dados obtidos. Com este propósito foram criados subtópicos para separação e melhor compreensão de fatores essenciais como os efeitos das variações espaciais e temporais, o isolamento e aprimoramento de anomalias e técnicas de interpretação de dados semiautomáticos. Esse enfoque na análise e validação da qualidade de dados magnetométricos tem, como referência bibliográfica relevante, os estudos de Hinze et al. (2013).

4.1 DISTORÇÃO DE ANOMALIAS – VARIAÇÕES TEMPORAIS E ESPACIAIS

Na aquisição de dados magnetométricos há uma ampla variedade de efeitos causados em consequência de influências como perturbações no terreno, características instrumentais, geológicas e planetárias. Todas essas fontes possuem um conjunto de amplitudes e períodos e, para atenuação desses fatores, é realizado o processamento de dados magnéticos através da remoção de efeitos. Estes, são representados por variações espaciais e temporais nas medições do campo magnético. De modo geral, as variações espaciais perturbam a distribuição de efeitos de subsuperfície sobre a superfície da Terra, enquanto as variações temporais causam erros nas medições. Abaixo encontram-se descritas as principais causas de distorção das anomalias em decorrência das variações espaciais e temporais.

i) Efeitos das variações magnéticas espaciais:

As variações magnéticas espaciais consistem nas diferenças nas elevações da observação, efeitos do terreno magnético e efeitos na superfície e na superfície próxima de fontes naturais e culturais.

Como resultado do deslocamento do campo principal do eixo de rotação da Terra, a deriva para oeste do campo e da variação secular, o campo geomagnético não é axialmente simétrico nem estático. Isto prejudica significativamente a especificação das variações espaciais do campo. A partir da necessidade de um modelo digital do campo normal, a Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia (IAGA) (LANGEL, 1987), utiliza uma representação harmônica esférica do campo global em quatro dimensões; a latitude, longitude, distância geocêntrica (altitude) e o tempo para geração dos modelos. Estes foram, ao longo do tempo, refinados e diversos modelos surgiram. Os mais utilizados são o IGRF e o DGRF.

Um programa de computador desenvolvido para o cálculo de componentes do campo magnético a partir dos componentes do IGRF e de domínio público encontra-se disponibilizado na internet pelo Centro Nacional de Dados Geofísicos dos EUA (<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>). Mapas mundiais e regionais dos vários componentes do campo magnético e sua variação secular estão disponíveis em *websites* como o do US Geological Survey (<http://geomag.usgs.gov>) que, também, fornece o cálculo do campo magnético para qualquer ponto/localidade da Terra.

Os efeitos de elevação normalmente não são considerados no processamento de dados para anomalias próximo à superfície, pois são desprezíveis em relação a fontes subterrâneas considerando a magnitude do campo a partir de fontes de interesse.

De forma semelhante, os efeitos do terreno são insignificantes na maioria dos terrenos geológicos, devido a materiais de superfície terem uma magnetização baixa como sedimentos e rochas sedimentares. Mas em províncias geológicas onde ocorrem afloramentos juntamente com altas variações topográficas, os efeitos magnéticos podem atingir uma amplitude suficiente para interferir nas anomalias derivadas de fontes subterrâneas (GUPTA E FITZPATRICK, 1971). Essa dificuldade é acentuada quando as rochas possuem magnetização remanente significativa (como rochas vulcânicas mais recentes), devido à necessidade de se determinar a magnetização e sua direção de ocorrência nos materiais do terreno. Estudos sobre os efeitos dessas influências e maneiras de solucionar as distorções causadas nas anomalias magnéticas são descritos detalhadamente por Heiland, (1940); Ugalde e Morris, (2008); Allingham, (1964); Grauch e Cordell, (1987); Marsh, (1971); Plouff, (1976); Wu et al., (2009).

Uma opção para minimizar o efeito do terreno nos dados de levantamento magnético consiste na aplicação de uma filtragem passa-baixa dos dados de anomalia observados. Nesta, os espectros das fontes de interesse não se sobrepõem aos efeitos do terreno com maior número de ondas. Complementarmente, o filtro de continuação para cima (*upward-continuation*) é útil, pois mantém o caráter geofísico das anomalias magnéticas para a elevação da projeção (HINZE et al., 2013).

Fontes magnéticas superficiais ou localizadas próximas a superfície podem causar anomalias que interferem no mapeamento de fontes magnéticas geológicas. Essas anomalias são de natureza local, mas podem ter uma ampla gama de intensidade que podem ser eliminadas ou minimizadas pelo processamento pós-aquisição por filtragem ou remoção localizada específica. Nos levantamentos aeromagnéticos os efeitos são atenuados com a distância. Isso é importante para evitar os efeitos de ruído magnético em pesquisas de gradiente que são especialmente sensíveis a anomalias locais de alta frequência de fontes próximas à superfície. Muitas das fontes de ruído são pontuais, como concentrações localizadas de minerais altamente magnéticos no solo ou em objetos ferrosos.

A remoção desses efeitos pode ser realizada manualmente, suavizando o campo de anomalia através da anomalia magnética local ou por técnicas de filtragem que removem os componentes de alta frequência do campo de anomalia. Essas fontes que interferem nas anomalias magnéticas são provenientes de objetos ferrosos, tubulações, pontes, correntes elétricas diretas, dentre outros (HINZE et al., 2013).

ii) Efeito das variações magnéticas temporais:

Além das alterações seculares, que são mudanças de longo prazo de sistemas magnéticos, também deve-se considerar uma série de mudanças temporais com períodos que variam em um intervalo de segundos a aproximadamente um dia. As variações diurnas possuem intensidade suficiente para interferir no levantamento magnético devendo ser, desta forma, removidas. Os campos diurnos são derivados externamente de correntes elétricas e perturbações da ionosfera e da magnetosfera mas, também, incluem campos secundários derivados de correntes induzidas na subsuperfície.

As variações temporais são rotineiramente removidas a partir de métodos distintos. Eles variam da subtração de variações no campo, medida pela reocupação de locais de observação até técnicas analíticas para aerolevantamentos de alta sensibilidade. Um procedimento que fornece precisão é monitorar a variação contínua no campo com um magnetômetro base de gravação. As medições apresentadas na base são removidas por uma subtração das observações da estação em função do tempo sincronizado entre a base e as medidas do magnetômetro nas estações de medida.

O uso de um magnetômetro base somente é eficaz se o mesmo estiver localizado nas proximidades da pesquisa e livre da influência de variações externas. Normalmente, esses sensores (magnetômetros) registram o campo magnético com uma precisão de 1 nT ou menos, em um intervalo de 1 segundo a 1 minuto. Os magnetômetros de registro (base) são mais frequentemente utilizados em levantamentos de superfície da Terra e da água, e menos frequentemente em levantamentos aeromagnéticos (HINZE et al., 2013).

A instalação da base deve ter uma distância máxima apropriada da área de aquisição (REGAN E RODRIGUEZ, 1981). Reeves (1993) sugere uma separação de até 50 km entre o magnetômetro base e o magnetômetro viajante mais distante do levantamento de dados. Para evitar a ação de campos ruidosos locais, o magnetômetro base deve ser instalado a pelo menos 100 metros de objetos ferrosos grandes, estradas e a aproximadamente no mínimo de 500 metros de distância de linhas de energia. Também devem estar localizados em áreas livres de fortes contrastes de condutividade elétrica na subsuperfície para evitar campos magnéticos secundários.

A minimização do efeito temporal é muito importante em levantamentos aeromagnéticos, especialmente no processamento de dados de alta resolução. Períodos de campos magnéticos perturbados iniciados por manchas solares e suas tempestades magnéticas relacionadas não são adequados para a observação de dados. Esse fenômeno é mais intenso em regiões aurorais, onde os distúrbios são mais intensos. A estação base monitora na área local do levantamento e identifica os distúrbios magnéticos. Métodos para eliminar esses efeitos são pormenorizadamente descritos por O'Connell (2001); Muring et al. (2002); Green, (1983); Luyendyk, (1997); Yarger et al., (1978); Bandy et al., (1990); Huang, (2008).

4.1.1 Isolamento e aprimoramento das anomalias magnéticas

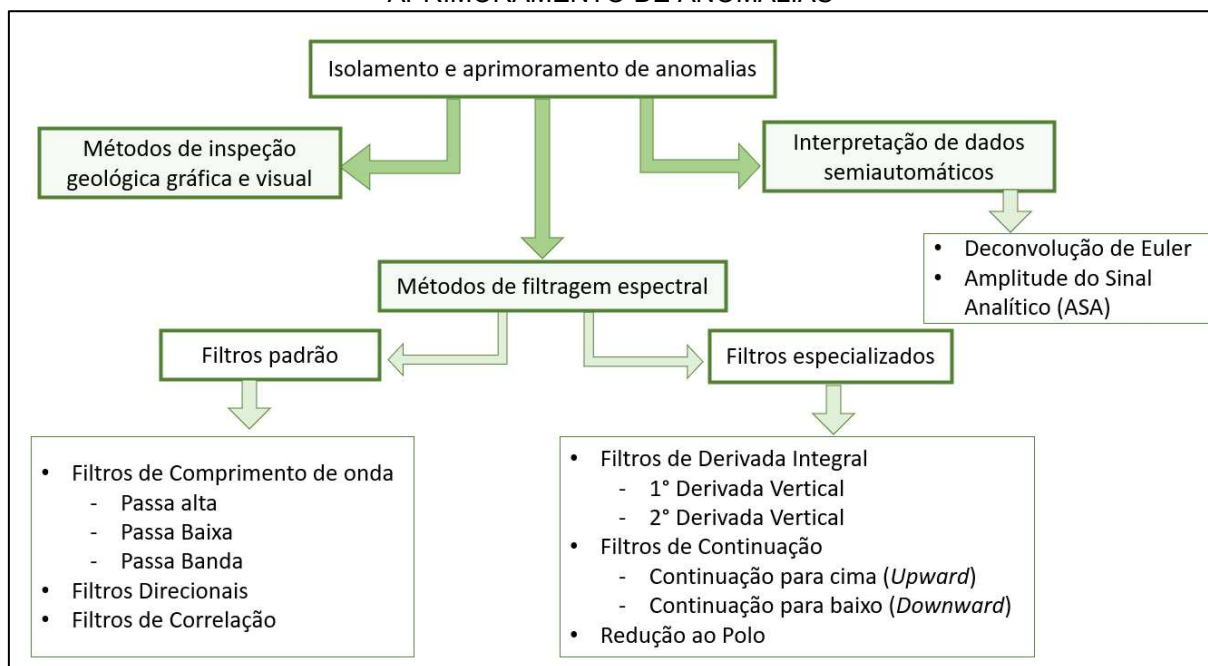
As anomalias magnéticas combinam os efeitos de todas as variações horizontais na polarização magnética dentro da superfície de medida. Assim, as anomalias residuais de interesse em uma aplicação são geralmente distorcidas por efeitos regionais interferentes das fontes mais profundas e amplas, bem como pelo ruído de comprimento de onda mais curto das fontes mais rasas.

As técnicas de isolamento eliminam do campo da anomalia todas as anomalias que não possuem características prescritas para o dado residual (espúrias). Desta forma, assume-se que o resíduo seja minimamente modificado e útil para análise e modelagem quantitativa. As técnicas de aprimoramento servem para acentuar as características das anomalias prescritas e para aumentar sua perceptibilidade. As melhorias distorcem as anomalias, tornando-as de uso geral limitado na modelagem quantitativa. Desta forma, elas são usadas principalmente na análise e interpretação qualitativa em uma inspeção visual.

Para a separação das anomalias é necessário levar em consideração características como a amplitude das anomalias, dimensões horizontais, gradientes, atributos direcionais e correlações com variações geológicas ou variações geofísicas. Diferentes técnicas foram desenvolvidas para solucionar problemas de separação residual. Pesquisadores como Peters, (1949) e Nettleton, (1954), propuseram procedimentos simples de suavização gráfica a sistemas de cálculo de grade analítica, enquanto pesquisadores como Dean, (1958) e Clement, (1973) sugerem esquemas de processamento no domínio da frequência.

Neste sentido, Hinze et al. (2013) propõem que é necessário a adoção de uma sistemática de divisão dos métodos de isolamento e aprimoramento de anomalias. Esta é apresentada de forma simplificada na FIGURA 9.

FIGURA 9 – FLUXOGRAMA COM A DIVISÃO DOS MÉTODOS DE ISOLAMENTO E APRIMORAMENTO DE ANOMALIAS



FONTE: Adaptado de Hinze et al. (2013).

4.1.1.1 Métodos de inspeção geológica gráfica e visual

Métodos gráficos e técnicas de análise de superfície de tendências relacionadas tem uso limitado no isolamento de anomalias pois são melhores na remoção de gradientes amplos e fortes, que não são comumente observados em anomalias magnéticas.

A capacidade de identificar e isolar visualmente anomalias residuais em um campo de anomalia magnética é aprimorado pelo processamento de imagens dos dados, que podem assumir várias formas. O uso de mapas sombreados é uma técnica de processamento de imagem útil na análise de mapas de anomalias magnéticas, pois os altos gradientes típicos de anomalias magnéticas são difíceis de serem retratados em mapas de isocontorno e até mesmo em mapas coloridos. Mas estes são enfatizados ao adotar-se a geração de mapas de relevo sombreado. Nestes, as anomalias magnéticas são claramente apresentadas desde que as informações forem suficientemente densas para mapear as anomalias em duas dimensões e o ângulo de iluminação for aproximadamente ortogonal à direção do padrão das anomalias. O uso de relevos sombreados independe da escala de trabalho, mas é necessário uma alta densidade de dados na área mapeada para uma boa resolução e acuracidade. Para garantir uma interpretação de alta qualidade, deve-se tomar muito cuidado ao tomar

decisões e suposições. É importante a verificação dos resultados com informações geológicas conhecidas (HINZE et al., 2013).

4.1.1.2 Métodos de filtragem espectral

Métodos de filtragem espectral são amplamente utilizados em dados magnéticos. Nesse procedimento o conjunto de dados de entrada é submetido a uma transformada de Fourier no domínio da frequência ou número de onda. Este procedimento é realizado por uma transformação direta que, após, é multiplicada por uma função de filtragem apropriada e, por último, transformada novamente no domínio de espaço pela transformada inversa de Fourier.

Os filtros podem ser classificados como filtros padrão ou especializados. São diferenciados de acordo com os coeficientes de suas funções de filtragem ou transferência.

i) Filtros padrão: Possuem funções de transferência com coeficientes de 1 e 0 segundos que podem ser aplicados a qualquer conjunto de dados gerados (*grid*) para estudar propriedades como o comprimento de onda, direcionais e de correlação.

Filtros de comprimento de onda: são aplicados para delinear anomalias residuais das observações do campo magnético. As funções de transferência padrão podem ser classificadas segundo abaixo:

- a) Filtros passa-alta: Corte para realçar ou suprimir ruídos de maior frequência (comprimento de onda mais curto) de fontes menores e próximas a superfície
- b) Filtros passa-baixa: Corte para realçar ou suprimir anomalias regionais de frequência mais baixa (comprimento de onda mais longos)
- c) Filtro passa banda (passagem ou rejeição de bandas) para realçar ou suprimir anomalias em uma banda de frequências ou comprimentos de onda desejado.

A filtragem do comprimento de onda é muito útil para aumentar a perceptibilidade de anomalias residuais mas, geralmente distorce a anomalia e limita seu uso na análise quantitativa. Como a profundidade da fonte é um fator importante que afeta o espectro de anomalias magnéticas, um dos objetivos importantes na filtragem do comprimento de onda é focar em anomalias derivadas de uma faixa de

profundidade específica. Porém, essa filtragem de profundidade só pode ser alcançada de maneira muito ampla devido à amplitude do espectro da anomalia e ao efeito da geometria e tamanho das fontes no espectro (HINZE et al., 2013).

Filtros direcionais: São aplicados na análise de mapas de anomalias magnéticas para filtrar seletivamente componentes de número de onda de anomalias que possuem uma tendência (*trend*) para uma faixa específica de direções (*strike*) de camadas ou planos geológico. O uso desse filtro causa um estiramento de anomalias, mesmo em anomalias circulares, deixando-as distorcidas. Por isso, ele deve ser utilizado com cuidado. É aconselhável utilizar o filtro configurado para rejeição de dados, porque os resultados terão menos distorção. Sugere-se, também, utilizar um filtro passa baixa que tenha em torno de 30° em ambos os lados do azimuth central. Esse filtro atenua as anomalias que ocorrem dentro de uma variedade de direções, permitindo que o intérprete observe a continuidade de tendências livres de uma direção de anomalias. As propriedades direcionais das anomalias filtradas podem ser destacadas ainda mais por imagens de relevo sombreadas com o ângulo de iluminação perpendicular a direção de um plano geológico predominante.

Filtros de correlação: Considerando que as ambiguidades da fonte e os efeitos de superposição de anomalia dificultam a interpretação da anomalia magnética, a correlação de anomalias magnéticas com afloramentos, características topográficas e outras peculiaridades geofísicas pode ser útil no isolamento de resíduos. As correlações de anomalias magnéticas e, também, gravitacionais, são levadas em consideração com o propósito de minimizar limitações de interpretação.

O teorema de Poisson fornece a base quantitativa para a correlação entre os efeitos magnéticos e da gravidade de uma fonte comum. Para análise de correlação, as fases das anomalias devem ser as mesmas de acordo com a relação de Poisson. Ou seja, na prática, em um levantamento geofísico pode ser alcançada com mais rapidez, reduzindo as anomalias de campo total ao polo e adquirindo a primeira anomalia de gravidade vertical derivada. Ambas as transformações de anomalia são adquiridas a partir de filtros espectrais especializados como os filtros de derivada, integral, redução ao polo e o pseudo-gravidade (*pseudogravity*).

ii) Filtros especializados: Possuem coeficientes não inteiros (números inteiros negativo ou zero) para avaliar a derivada horizontal e atributos integrais do conjunto de dados gerados (*grid*), bem como derivadas verticais e integrais implícitas na

equação de Laplace. Outras soluções da equação de Laplace podem ser utilizadas como filtros. Como por exemplo o potencial anômalo, componentes vetoriais, gradientes de tensores e anomalias espacialmente continuadas e reduzidas ao polo. Esses filtros são mais utilizados pois facilitam a implementação eficiente e precisa da equação de Laplace, do teorema de Poisson e de outras caracterizações dos atributos espaciais do potencial (HINZE et al., 2013).

Filtros de derivada e integral: Os métodos das derivadas têm uma aplicação considerável no aprimoramento de anomalias magnéticas locais. Porém requerem dados de alta qualidade e os erros de dados são melhorados com a ordem crescente de diferenciação. Como resultado, o método de gradiente vertical (ou seja, a primeira derivada vertical) está menos sujeito a problemas de erros nos dados do que o método de segunda derivada vertical sendo, portanto, amplamente aplicado. Os métodos derivativos, gradiente horizontal e segunda derivada vertical são usados para aproximar as margens das fontes magnéticas. O uso da segunda derivada vertical é mais eficaz no aumento da perceptibilidade de anomalias residuais e, portanto, são limitadas na quantificação da fonte da anomalia. Estudos anteriores como Vacquier et al., (1951); Xin Zhu e Hinze (1983); Cordell e McCafferty, (1989) mostram detalhadamente as aplicações e limitações do uso desses filtros.

Filtros de continuação: São amplamente utilizados na análise das anomalias magnéticas. Podem ser aplicados para continuar os dados para cima (*upward continuation*) visando minimizar os componentes de alto número de onda que podem distorcer as anomalias de interesse, também para enfatizar anomalias de gradiente mais alto e para aproximar profundidades de fontes por continuação para baixo (*downward continuation*). O filtro de continuação para baixo (*downward continuation*) é alcançado continuando sucessivamente para baixo os dados da anomalia observada para profundidades crescentes até que a anomalia projetada aumente rapidamente e a oscilação seja iniciada entre os valores negativos e positivos em torno do valor central. Esta é a profundidade máxima aproximada da fonte da anomalia.

Filtro de redução ao polo: Os pontos máximos das anomalias magnéticas originados a partir de fontes em subsuperfície são deslocados diretamente sobre a fonte e a anomalia se torna altamente assimétrica. Isso ocorre devido à natureza vetorial da magnetização e a variação na inclinação e declinação do campo geomagnético do equador geomagnético para o polo. Para minimizar esse efeito, Baranov, (1957) sugeriu o método de transformação de anomalias magnéticas

observadas em qualquer latitude geomagnética para as anomalias que seriam observadas na magnetização vertical e no campo magnético vertical com base na relação de Poisson.

Os métodos denominados como RTP são instáveis em baixas latitudes magnéticas, por volta de 15° do equador magnético. Essa instabilidade resulta na amplificação do conteúdo de ruído e anomalia de dados na direção norte-sul, tornando os resultados inadequados para interpretações. Pesquisadores como Silva, (1986); Gunn, (1995); Swain, (2000); Lu et al., (2003); Arkani-Hamed e Strangway, (1986) desenvolveram diferentes técnicas para minimizar o problema da instabilidade.

4.1.1.3 Técnicas semiautomáticas de interpretação de dados

Técnicas variadas usando abordagens manuais ou semiautomáticas foram descritas para especificar a fonte de uma anomalia isolada, incluindo sua profundidade (por exemplo, Gay, (1963); Bean, (1965); Grant e Martin, (1966); Naudy, (1971); Parasnis, (1986)). Estas, tem como fundamento principal as características de anomalias de diversas fontes idealizadas tais como esferas, cilindros horizontais e verticais, prismas, falhas e diques. Com o passar do tempo as técnicas evoluíram e foram automatizadas podendo interpretar de forma eficaz e em pouco tempo as anomalias de grandes conjuntos de dados usando os valores anômalos ou seus derivados.

Deconvolução de Euler: Essa técnica vem sendo constantemente aprimorada ao longo dos anos. A equação de Euler é utilizada de maneiras variadas para interpretar os dados das anomalias magnéticas. Seu uso para determinar a profundidade e localização das fontes anômalas tem seus primeiros registros em Thompson (1982) e, posteriormente, Reid et al. (1990) contribuíram no refinamento da técnica. Mushayandebvu et al., (2001) fizeram uma última modificação e denominaram de técnica de Deconvolução de Euler estendida (*extended Euler Deconvolution*).

A vantagem desta técnica consiste em gerar resultados que são independentes da direção da polarização magnética e do conhecimento geológico da fonte. Com isso, não é necessário se fazer suposições sobre a geometria da fonte da anomalia e os dados não precisam ser reduzidos ao polo para análise. A técnica inicialmente era aplicada somente a dados de perfis regularmente espaçados, mas foi expandido para

uso em mapas interpolados (*grid*) (REID et al., 1990). Diversos pesquisadores desenvolveram procedimentos para minimizar os efeitos de interferência entre anomalias e expandiram a técnica para a determinação do mergulho e contraste de susceptibilidade magnética, assim como o uso para dados gravimétricos (RAVAT, 1996; NABIGHIAN E HANSEN, 2001; HSU, 2002; SILVA E BARBOSA, 2003; MUSHAYANDEBVU et al., 2001, 2004; COOPER, 2006; STAVREV E REID, 2007).

A fundamentação teórica da Deconvolução parte do princípio de que qualquer função tridimensional $f(x, y, z)$ é considerada homogênea de grau n se a função obedecer à expressão (9):

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (9)$$

A partir disso, pode-se mostrar que o seguinte (conhecido como equação de Euler) também é satisfeito (10):

$$(x) \partial f / \partial x + (y) \partial f / \partial y + (z) \partial f / \partial z = n \times f \quad (10)$$

De acordo com Thompson (1982) a relação de homogeneidade de Euler pode ser definida como:

$$(x - x_0) \partial T / \partial x + (y - y_0) \partial T / \partial y + (z - z_0) \partial T / \partial z = N(B - T) \quad (11)$$

Onde (x_0, y_0, z_0) é a posição de uma fonte magnética cujo campo total T é detectado em (x, y, z) . O campo total tem um valor regional de B .



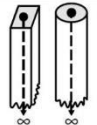
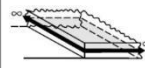
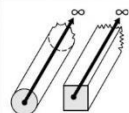
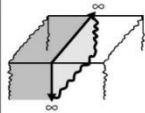
O grau de homogeneidade N pode ser interpretado como um índice estrutural (SI) que consiste em uma medida da taxa de mudança com a distância de um campo. Thompson (1982) sugere que o índice para um contato magnético é inferior a 0,5. Este valor leva a subestimação de profundidade, mesmo ao testar modelos ideais. De acordo com Reid et al. (1990) o valor para um contato geológico inclinado é zero, desde que um deslocamento A seja introduzido. Então, Reid et al. (1990) reescreveram a equação de Euler como:

$$(x - x_0) \partial T / \partial x + (y - y_0) \partial T / \partial y + (z - z_0) \partial T / \partial z = A \quad (12)$$

Onde A incorpora fatores de amplitude, direção e mergulho que não podem ser facilmente separados.

Para que as estimativas de Euler sejam mais eficazes, o índice estrutural (N) deve ser selecionado corretamente. A deconvolução assume que as formações geológicas podem ser aproximadas por fontes magnéticas de geometrias simples (FIGURA 10). Na prática, o índice estrutural geralmente não é conhecido e o aplicativo/*software* empregado também pode incluir vários efeitos de fonte com uma variedade de índices estruturais. Assim, uma faixa de N é tipicamente implementada na prática e os grupos de dados (*clusters*) relativos de estimativas de Euler estudados para possíveis associações de fontes.

FIGURA 10 – ÍNDICE ESTRUTURAL EULER PARA FONTES SIMPLES

Modelos magnéticos/geológicos	Índice Estrutural (N)	Modelos magnéticos/geológicos	Índice Estrutural (N)
 Esfera/Ponto de massa	3	 Camada Vertical/ Dique estreito	1
 Cilindro Vertical/ <i>pipe</i>	2	 Camada Horizontal (placa)/falhas	1
 Cilindro Horizontal/ Corpo horizontal	2	 Contato/Interface	0

FONTE: Adaptado Hinze et al., (2009).

Experimentos realizados por Reid et al. (1990) mostram que um índice muito baixo fornece profundidades muito rasas e um índice muito alto fornece estimativas muito profundas. Mas mesmo se o índice estiver correto, as estimativas de profundidade são mais precisas para fontes de alto índice do que para baixo. Um conjunto de dados reais provavelmente contém anomalias de fontes com vários índices estruturais. É, portanto, necessário resolver para um intervalo de índices (por exemplo 0,0 0,5 e 1,0) e gerar-se os resultados para cada índice. Os mapas devem ser examinados criteriosamente e o índice que fornece a melhor solução de *clustering* é escolhido para cada característica.

Thompson (1982) descreve que são obtidas profundidades mais precisas com dados reduzidos ao polo. Entretanto, Reid et al. (1990) modificaram a equação de

Thompson (1982) onde foram demonstrados que os resultados são independentes da direção do campo, mergulho ou direção das estruturas magnéticas. A partir de diversos modelos e trabalhos teóricos foi verificado que as posições da fonte da anomalia foram reproduzidas com precisão, apesar de não ser realizado a redução ao polo nos dados. De acordo com Reid et al. (1990) a Deconvolução de Euler também produz bons resultados na presença de magnetização remanente.

Em termos de processamento e qualidade de dados, de acordo com Reid et al. (1990), informações necessárias como a especificação da altura de vôo, espaçamento do perfil e espaçamento da amostra determinam a qualidade de resolução e a profundidade prevista para as fontes de interesse. O espaçamento do perfil não deve exceder a profundidade das fontes se os gradientes calculados ou medidos forem uma representação confiável dos gradientes reais, especialmente nos comprimentos de onda mais curtos.

A redução de dados deve eliminar nivelamentos significativos e erros locais, pois nivelamentos e erros locais afetam principalmente comprimentos de onda curtos. A qualidade dos dados pode ser melhorada por filtragem passa-baixa (continuação para cima) através da resolução e da representação dos efeitos de fontes mais rasas (REID et al., 1990).

Outro fator muito importante é a escolha do tamanho da janela de processamento de dados e sua consequente interferência nas fontes causativas de anomalias. Um conjunto de dados (*grid*) é representativo de diversas anomalias, entretanto, algumas anomalias de fontes indesejadas acabam ocupando uma mesma janela. Assim, as estatísticas de ajuste insatisfatório fazem com que a solução seja rejeitada. Essa é uma razão de manter a janela do *grid* mais pequena possível. Por outro lado, amplas anomalias decorrentes de fontes profundas são mal representadas em uma pequena janela havendo probabilidade de ocorrer estimativas não confiáveis de profundidade e posição da fonte.

Para modelos simples e teóricos podem ser utilizado janelas pequenas como 3 x 3 pontos de um *grid*. Dados reais apresentam melhores resultados na Deconvolução de Euler considerando janelas maiores, variando de 6 x 6, como exemplo, para delinear fontes rasas e janelas de aproximadamente 20 X 20 para fontes muito profundas de embasamento e isotermas do ponto *Curie*. As profundidades mínimas retornadas são quase iguais ao intervalo do *grid*. As profundidades máximas são cerca de duas vezes o tamanho da janela (REID et al., 1990).

Método de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) ou gradiente total: Originalmente descrito por Nabighian (1972). O método é definido como a raiz quadrada da soma quadrada de uma derivada vertical e duas derivadas horizontais ortogonais do campo magnético. A horizontal e a vertical derivadas do campo magnético são pares de transformadas de Hilbert (DEBEGLIA E CORPEL, 1997) sobre fontes 2D. Pode ser usado para interpretar a localização e a profundidade de fontes de anomalias de forma semi-automática em grandes quantidades de dados magnéticos de perfil. De acordo MacLeod et al. (1993) o método é útil na interpretação de Fontes 2D localizadas em baixas latitudes magnéticas e aquelas que têm magnetização remanente significativa não dirigida ao longo da direção de magnetização induzida. Foi usado também para localizar corpos de diques (NABIGHIAN, 1972, 1974, 1984; ATCHUTA RAO ET AL., 1981).

5 METODOLOGIA

Para o desenvolvimento desta dissertação foi elaborado um fluxo de atividades que consiste em três etapas principais (FIGURA 11):

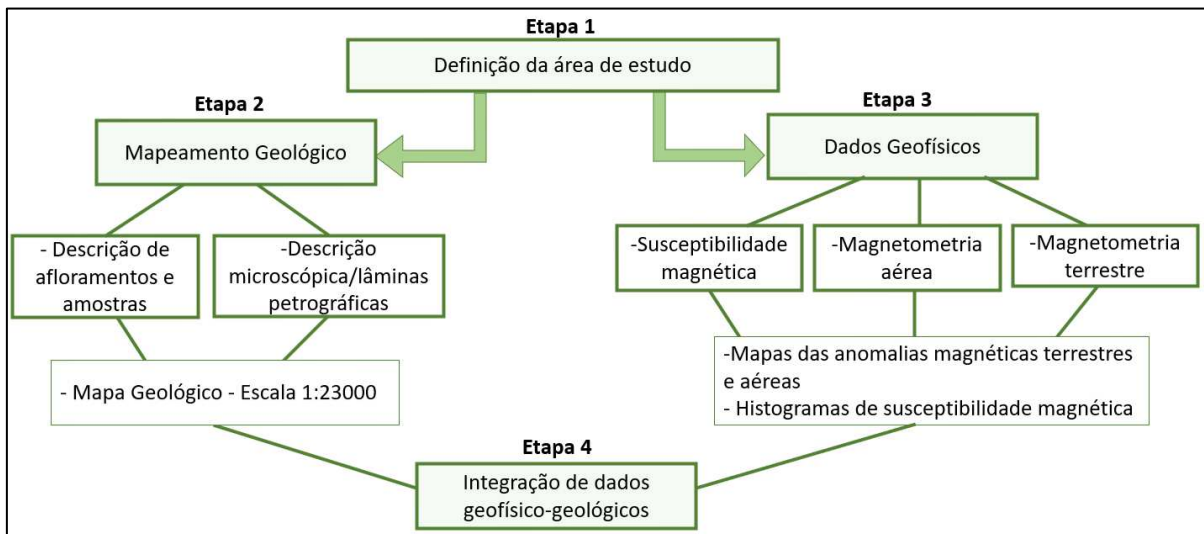
1° Etapa - Definição da área de estudo: Baseado na escassez de informações geológicas de detalhe aliada a disponibilidade de dados aerogeofísicos magnetométricos na área. Considerou-se como fatores determinantes, a presença de vegetação e solo (variando de gramíneas até vegetação muito densa/mata fechada), drenagens, relevo (variação de altimetria) e declividade;

2° Etapa - Mapeamento geológico: Efetuado por meio de descrições macroscópicas e microscópicas de amostras de rochas e afloramentos coletados na região. Estes, serviram como subsídios à geração de um mapa geológico local de maior detalhe (1:25.000);

3° Etapa - Dados geofísicos: Representado pela aquisição de dados de susceptibilidade magnética e de magnetometria terrestre. Complementarmente, foram empregados dados de magnetometria aérea pré-existentes que, juntamente com os dados terrestres foram submetidos ao processamento, análise e interpretação. Como produtos, foram obtidos mapas das anomalias magnéticas terrestres e aéreas e histogramas de susceptibilidade magnética;

4° Etapa - Integração de dados geofísicos-geológicos: Aplicação de ferramentas de geoprocessamento na integração, análise e geração de mapas.

FIGURA 11 - FLUXOGRAMA DAS ATIVIDADES DEFINIDAS PARA A REALIZAÇÃO DO ESTUDO.



FONTE: A autora (2021).

Para o desenvolvimento desta dissertação de mestrado, os materiais utilizados são descritos conforme abaixo:

i) Banco de dados pré-existent

a) Dados geofísicos de aeromagnetometria, escala 1:250.000, pertencentes ao Projeto Escudo do Rio Grande do Sul e que foi finalizado no ano de 2010 pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

A aquisição e processamento de dados foi executado por LASA Prospecções S.A. A área de abrangência total do projeto consiste na porção do extremo Sul do Brasil e cobriu uma área de cerca de 75.600 km². De acordo com CPRM (2010) os parâmetros de aquisição que foram utilizados na execução do levantamento aerogeofísico são:

- Direção das linhas de voo N-S;
- Espaçamento entre as linhas de voo de 500 metros;
- Altitude média de voo de 100 metros.

Para o aerolevantamento foi utilizado a aeronave Cessna, modelo C208 Caravan, prefixo PT-MEP, equipada com um aeromagnetômetro da Scintrex modelo CS-2 (sensor de bombeamento ótico de vapor de césio), um gamaespectrometro

Exploranium modelo GR-820 e um sistema de aquisição de GPS Trimble AgGPS 132 DGPS “Realtime” (CPRM, 2010).

A aquisição aeromagnetométrica possui resolução de 0,001 nT e opera na faixa de 20000 a 95000 nT. As leituras do magnetômetro foram realizadas a cada 0,1 segundo que é equivalente, para a velocidade de 235km/h da aeronave, a aproximadamente 6,5 metros de intervalo de amostragem no terreno. O processamento de dados (LASA Prospecções S.A), de acordo com CPRM (2010), contempla os procedimentos para o processamento conforme descritos em IAEA (1991).

b) Para o geoprocessamento e integração das informações (SIG) foram utilizadas interpretações por meio de fotos aéreas, imagens de satélite. Os modelos digitais de elevação, curvas de nível e mapa de declividade do terreno foram gerados a partir de dados do sensor Alos Palsar, disponibilizado por ASF DAAC (2019). Este, possui uma resolução de 12,5 metros.

ii) Mapeamento geológico, análise petrográfica e aquisição de dados geofísicos

Para a coleta de informações geológicas utilizou-se os materiais de campo pertencentes ao Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Pampa (LGA/UNIPAMPA) que consistiram em bússola, marreta e GPS. Para as descrições petrográficas foram separadas 10 amostras para o preparo de 10 lâminas que foram confeccionadas no Lapem (Laboratório de Estudos petrológicos e de mineralogia) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR). Para registros das lâminas (fotomicrografias) e para a interpretação de resultados foram utilizados os laboratórios de petrologia da Unipampa e UFPR. As descrições das lâminas foram feitas utilizando-se um Axio Lab.A1, fabricado pela Karl Zeiss Microscopy. As fotomicrografias foram registradas a partir do uso de uma câmera acoplada no microscópio.

Para a aquisição magnetométrica terrestre de detalhe na área foram utilizados dois magnetômetros modelo GSM – 19 fabricado pela GEM Systems. A aquisição de dados de susceptibilidade magnética das amostras de rochas e afloramentos nos locais de interesse foi realizada com um susceptibilímetro portátil, modelo KT-10 v.1. Ambos os equipamentos pertencem a Universidade Federal do Pampa (Unipampa).

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados obtidos neste estudo foram divididos em três tópicos, sendo:

- i) Coleta de dados em campo: Apresentação e descrição detalhada do mapeamento geológico, petrografia, aquisição de medidas de susceptibilidade magnética em afloramentos e aquisição de dados magnetométricos em campo;
- ii) Artigo intitulado “*Geological and magnetometric data applied in the geophysical signatures and resolution analysis, Seival district, Caçapava do Sul, RS – Brazil*”.
- iii) Análise das respostas magnéticas submetidas a Deconvolução de Euler na área de estudo com ênfase à definição de descontinuidades (estruturas), limites e profundidades associadas.

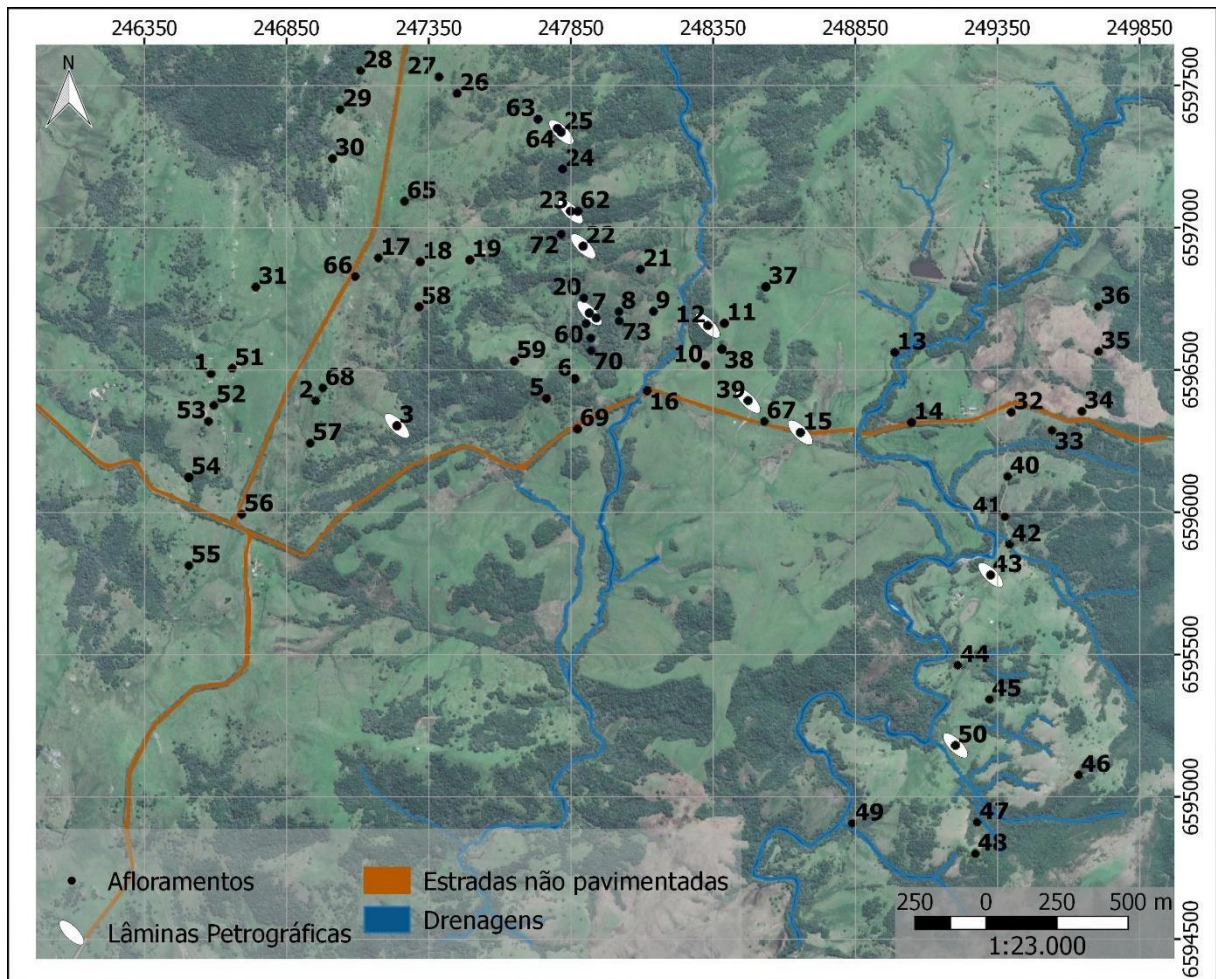
6.1 COLETA DE DADOS EM CAMPO

Considerando a subjetividade do sinal geofísico aéreo e terrestre, faz-se necessário uma parametrização com dados geológicos diretos (litologias). A fim de atender esta premissa e melhor caracterização da área de estudo, foram realizados mapeamentos geológicos, aquisição de medidas de susceptibilidade magnética *in situ* (afloramentos) e aquisição de dados magnetométricos terrestres.

6.1.1 Mapeamento Geológico e análise petrográfica

Foram coletados e registradas informações em 73 afloramentos rochosos e destes, foram selecionadas 10 amostras para a confecção de lâminas petrográficas (FIGURA 12). Para a classificação das rochas levaram-se em consideração as características observadas através das descrições macroscópicas realizadas tanto em campo quanto em laboratório. Para a análise petrográfica de lâminas delgadas, foram utilizadas as normas de classificação segundo Le Maitre (1989).

FIGURA 12 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS E PONTOS DE AMOSTRAS SELECIONADOS PARA A CONFEÇÃO DE LÂMINAS.



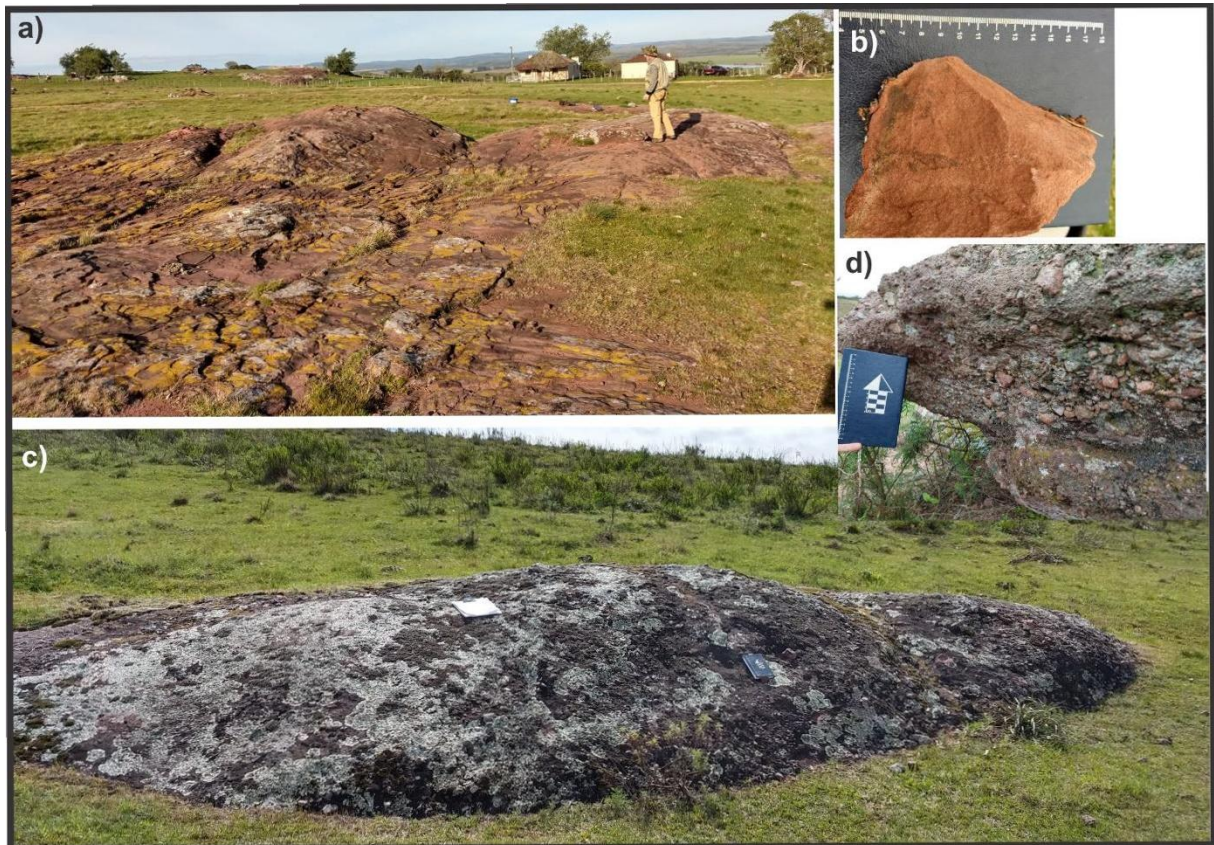
FONTE: Adaptado de Google Earth (2020).

Formação Pedra Pintada e Maricá: Identificadas na porção oeste da área de estudo, correspondem a afloramentos de rochas sedimentares identificados como arenitos e conglomerados. Os afloramentos numerados como 1, 31, 51, 52, 53, 56 e 66 possuem dimensões de médio a grande porte que variam em torno de 4 metros até aproximadamente 50 metros de extensão (FIGURA 13A). Estas rochas afloram no local geralmente alongados na direção N-S. Em amostras de mão possuem coloração rosada em superfície fresca e coloração rosada acinzentada na superfície alterada. Possuem granulometria fina a média, com grãos bem selecionados, e com estrutura maciça (FIGURA 13B).

Os afloramentos 2, 17, 28, 29, 30, 55, 57 e 68 correspondem a conglomerados com dimensões variadas de aproximadamente 1 a 10 metros de extensão (FIGURA 13C). Em amostras de mão observa-se coloração cinza escuro avermelhado e são compostos basicamente por clastos de rochas ígneas com tamanho variando de

poucos milímetros a até 3 cm sendo a maioria levemente arredondados (FIGURA 13D).

FIGURA 13 – FOTOMOSAICO COM OS AFLORAMENTOS DA PORÇÃO OESTE DA ÁREA SENDO; EM A) E B) ARENITOS, EM C) E D) CONGLOMERADOS.



FONTE: A autora (2021).

Formação Hilário: Localizada na porção central da área, composta por rochas vulcânicas com diferenças texturais e mineralógicas influenciadas principalmente pelo intemperismo físico-químico acentuado próximo às drenagens devido à percolação constante de água superficial nos terraços de inundação (margens). Secundariamente, o relevo do terreno constitui fator essencial nas alterações observadas nestas litologias. Nos altos topográficos verifica-se, nestas exposições, a preservação de características como o hábito e a estrutura dos minerais, diferentemente de afloramentos localizados em baixos topográficos onde tem-se rochas com minerais fortemente intemperizados, muitas vezes apresentando amígdalas e vesículas.

As rochas localizadas nas áreas de menor altitude (baixos topográficos) ou próximos a drenagens apresentaram-se fortemente alteradas e geralmente cobertos

por solo e vegetação. De forma oposta, os afloramentos localizados nas altitudes maiores (altos topográficos) encontram-se em áreas com vegetação rasteira, onde foi possível identificar-se e coletar amostras com menor grau de intemperismo.

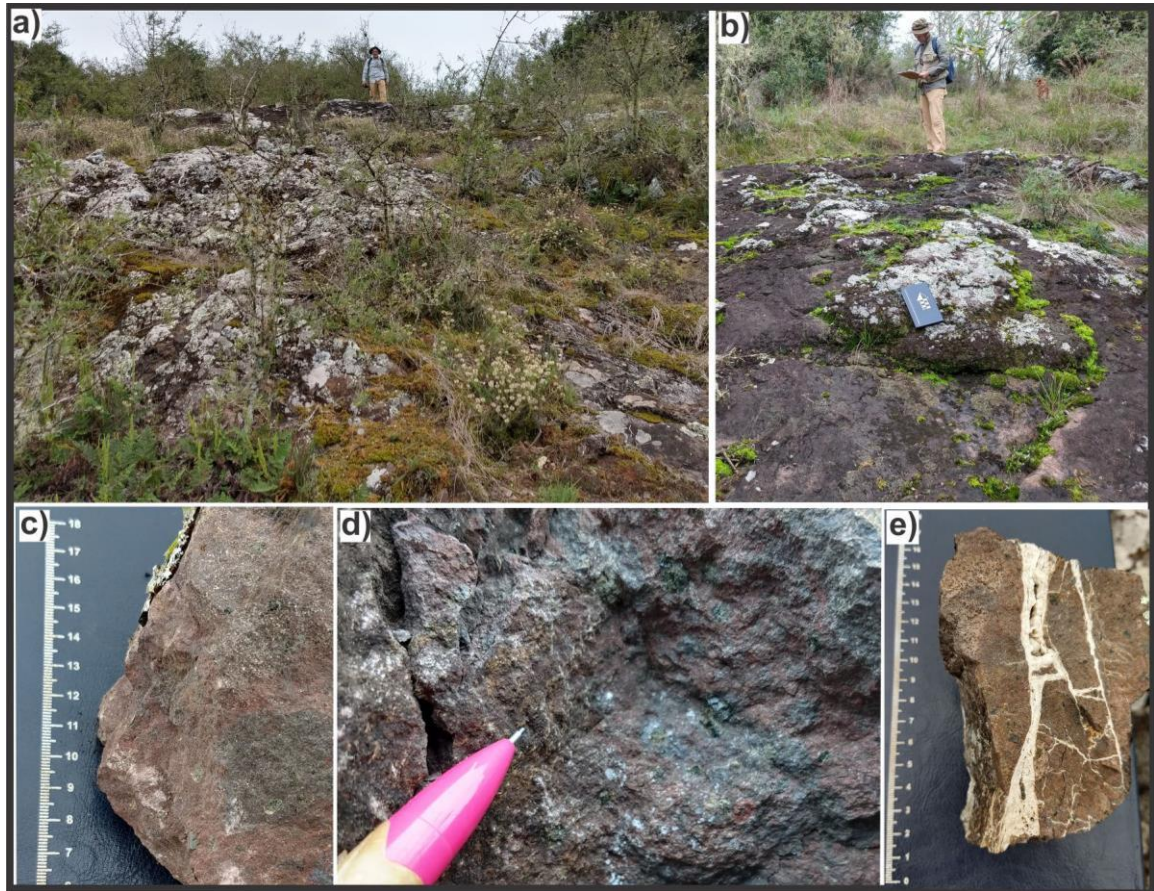
Considerando-se esses contrastes e características observadas em campo, em amostras de mão e nas lâminas petrográficas, as rochas ígneas vulcânicas são classificadas em 4 grupos distintos:

- i) Andesitos;
- ii) Andesitos intemperizados;
- iii) Basaltos;
- iv) Lamprófiros misto.

Andesitos:

Os afloramentos correspondentes a este grupo são os de número 7, 8, 9, 20, 21, 60, 61, 70 e 71. Localizam-se nos altos topográficos, geralmente próximos a vegetações de médio porte como arbustos e são de difícil acesso, pois geralmente estão cercados por vegetação densa. Os afloramentos apresentam dimensões variando de 1 a 10 metros de extensão. Em geral possuem coloração cinza escuro nas porções alteradas e encontram-se cobertos por musgos e gramíneas (FIGURA 14 A, B). Nas superfícies frescas pouco alteradas apresentam coloração cinza escuro avermelhada (FIGURA 14C). Em amostras de mão observa-se matriz afanítica com minerais máficos (piroxênios) de tamanho variando de 0,5 a 3 mm e estrutura maciça (FIGURA 14D). Nos afloramentos observados tem-se veios de tamanhos variando de 2 mm até 2 cm, preenchidos com quartzo. Estes não possuem direção preferencial de ocorrência (FIGURA 14E).

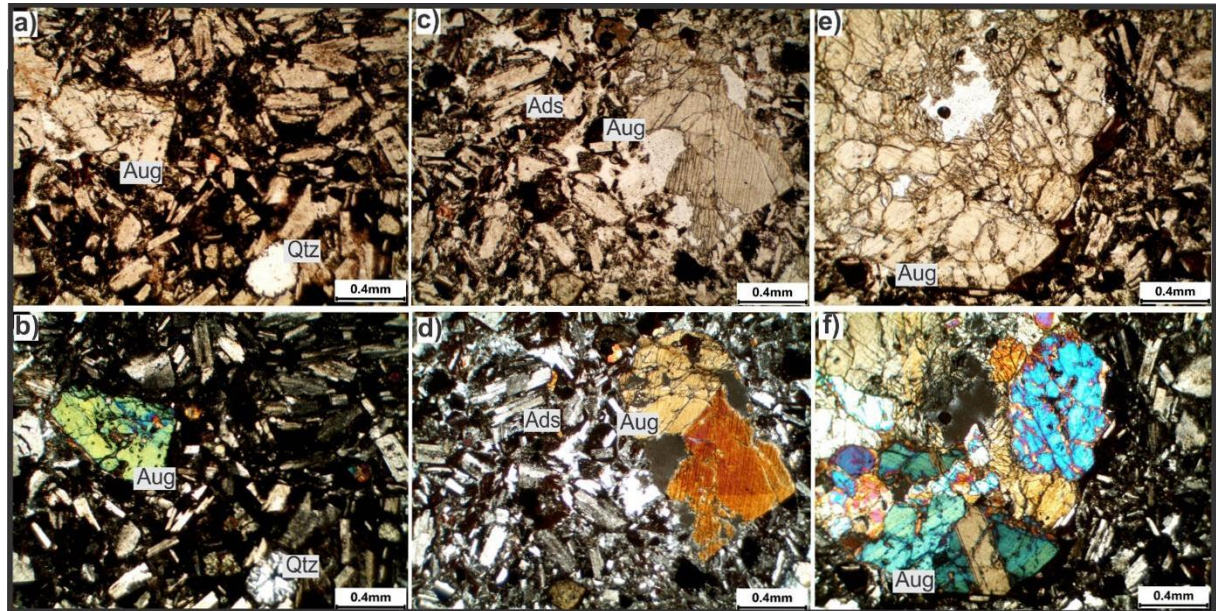
FIGURA 14 - FOTOMOSAICO COM AS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS ANDESÍTICAS DA ÁREA SENDO; EM A) AFLORAMENTOS ROCHOSOS PARCIALMENTE COBERTO COM VEGETAÇÃO, EM B) COBERTO POR MUSGOS, EM C) E D) AMOSTRA DE ROCHA ANDESÍTICA E EM E) AMOSTRA COM VEIOS PREENCHIDOS POR QUARTZO.



FONTE: A autora (2021).

Nas fotomicrografias geradas são identificados fenocristais de andesina (55%) envoltos por material de oxidação, fenocristais de augita (25%), com fraturas intracristalinas e opacos (13%) que ocorrem na matriz e no entorno dos minerais como produto de alteração. Como minerais acessórios tem-se quartzo e também foi identificado vidro vulcânico. Possui textura porfírica com fenocristais de augita de finos a médios e matriz fanerítica de muito fina a fina; hipocristalina e possui estrutura amigdaloidal (FIGURA 15).

FIGURA 15 - FOTOMOSAICO COM AS FOTOMICROGRAFIAS GERADAS COM LUZ NATURAL (SUPERIORES) E LUZ POLARIZADA (INFERIORES). EM A), B) ANDESINA ENVOLTOS POR OXIDAÇÕES, FENOCRISTAL DE AUGITA (Aug) E AMIGDALA PREENCHIDA POR QUARTZO (Qtz), EM C), D) ANDESINAS (And) E FENOCRISTAL DE AUGITA ENVOLTOS POR OPACOS E VIDRO VULCÂNICO EM E). EM F) FENOCRISTAL DE AUGITA COM VIDRO VULCÂNICO (CENTRO), ANDESINAS E OPACOS.



FONTE: A autora (2021).

Andesitos intemperizados:

Os afloramentos correspondentes a este grupo são os de número 03, 05, 10, 11, 14, 16, 18, 19, 58, 59 e 69. Localizam-se geralmente nas áreas de baixos topográficos e/ou próximos às drenagens e possuem dimensões variando de 0,5 a 5 metros quando encontrados em forma de lajedos. Como matacos variam de 0,3 a 0,6 metros (FIGURA 16A). Nas superfícies alteradas possuem uma coloração cinza rosada, muitas vezes coberto por musgos e nas superfícies não alteradas são acinzentados. Ocorrem com frequência a presença de vesículas e raramente amígdalas (FIGURA 16B). Observa-se, também, uma oxidação de coloração vermelho-alaranjado e diversos microvênulos. Estes, não possuem uma direção preferencial de ocorrência e geralmente estão preenchidos com material esbranquiçado reagente a HCl (carbonatos) (FIGURA 16C). Todas as características verificadas indicam alterações provenientes do intemperismo físico ou químico. Em amostras de mão observa-se uma matriz afanítica com a presença de vesículas (FIGURA 16B) ou maciça e muito oxidada (FIGURA 16C).

FIGURA 16 – FOTOMOSAICO DAS ROCHAS ANDESÍTICAS INTEMPERIZADAS AFLORANTES NA ÁREA SENDO; EM A) VISÃO GERAL DE UM AFLORAMENTO, EM B) AMOSTRA COM

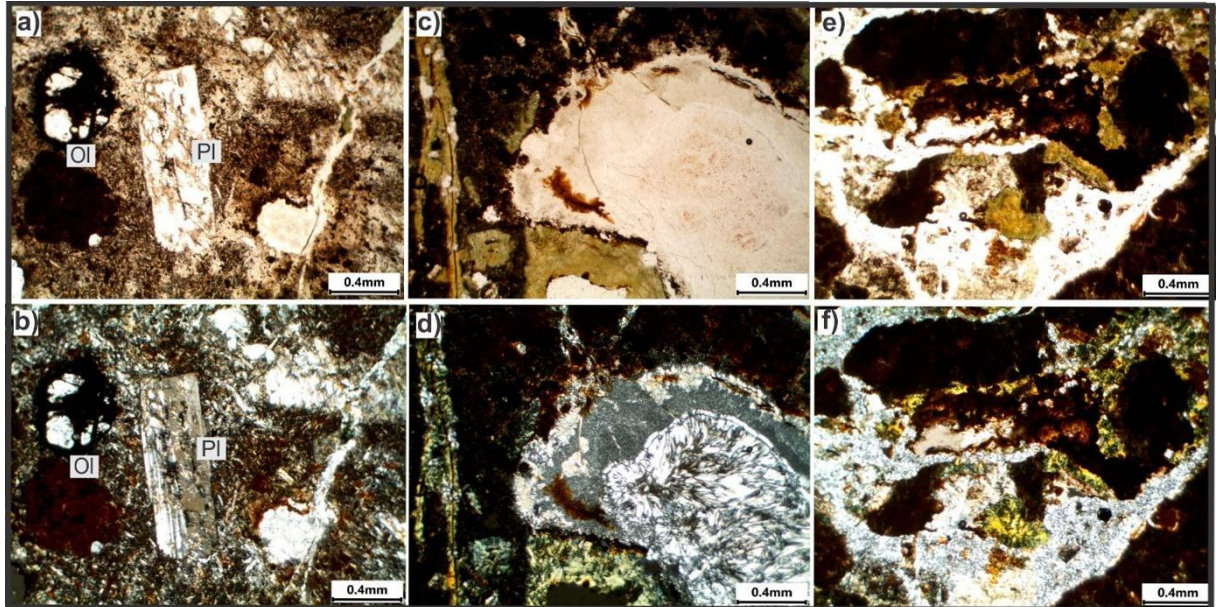
VESÍCULAS, EM C) AMOSTRA COM MICROVÊNULOS E OXIDADA E EM D) AMOSTRA COM ALTO GRAU DE ALTERAÇÃO.



FONTE: A autora (2021).

Nas fotomicrografias identifica-se plagioclásio, fraturas intracristalinas e totalmente preenchidos por calcita e clorita com preservação apenas do hábito do mineral. Possuem veios preenchidos por clorita e calcita. Minerais acessórios identificados são apatita, olivina e opacos. Possui textura porfirítica com fenocristais finos a médios e matriz afanítica microcristalina; hipocristalina e estrutura amigdaloidal (FIGURA 17).

FIGURA 17 - FOTOMOSAICO COM AS FOTOMICROGRAFIAS GERADAS COM LUZ NATURAL (SUPERIORES) E LUZ POLARIZADA (INFERIORES). EM A), B) MINERAIS PLAGIOCLÁSIO (PI), OLIVINA (OI) SUBSTITUÍDA À IDDIGNSITA, EM C), D) AMIGDALA PREENCHIDA POR CALCEDÔNIA, VEIOS PREENCHIDOS POR CLORITA E CALCITA. EM E) E F) VEIOS IRREGULARES PREENCHIDOS POR CLORITA E CALCITA.



FONTE: A autora (2021).

Basaltos:

Os afloramentos deste grupo são os de número 13, 22, 23, 24, 25, 62, 63, 64 e 72 e estão localizados principalmente em regiões de matas densas e vegetação de grande porte. As dimensões variam de 0,5 a 5 metros de extensão sendo grande parte parcialmente cobertos por gramíneas e musgos (FIGURA 18 A, D). Em amostras de mão possuem matriz afanítica de coloração cinza escuro. A granulação varia de muito fina a fina e o índice de cor (M) situa-se em torno de 50% (mesocrática). Apresentam fenocristais de plagioclásio subédricos com tamanho variando em torno de 1 a 3 mm. Em alguns afloramentos observa-se microfraturas preenchidas com produtos de intemperismo físico-químico reagentes ao HCl (carbonatos) e oxidações de coloração alaranjada. A estrutura é maciça (FIGURA 18 B, C).

FIGURA 18 - FOTOMOSAICO DAS ROCHAS BASÁLTICAS SENDO; EM A) AFLORAMENTOS COBERTOS POR VEGETAÇÃO, EM B) AMOSTRA DE MÃO, EM C) OXIDAÇÕES E D) AFLORAMENTOS.

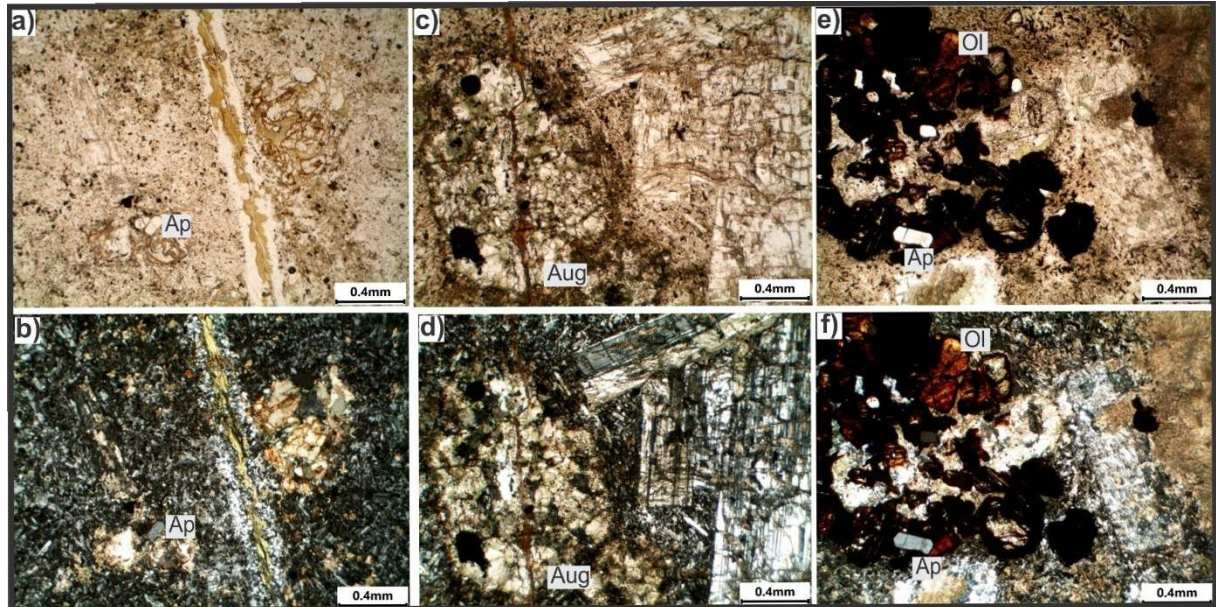


FONTE: A autora (2021).

As lâminas petrográficas deste grupo correspondem aos afloramentos de número 22, 23 e 25. Tem-se fenocristais de plagioclásio (40 %) que estão em parte substituídos para calcita e, também, ocorrem na matriz na forma de micrólitos com granulometria em torno de 0,01 mm. Os fenocristais de augita (25%) foram totalmente substituídos por calcita e clorita, são pseudomorfos. As olivinas (10%) foram totalmente substituídas a iddingsita. Geralmente ocorrem agregados desses minerais (FIGURA 19). Como minerais acessórios tem-se a clorita que ocorre como preenchimento de veios, a calcita, opacos e a apatita.

A textura é porfírica e glomeroporfírica com fenocristais de fino a médio, agregados de olivina alterada para iddingsita e matriz fanerítica muito fina. E a estrutura é maciça.

FIGURA 19 - FOTOMOSAICO COM AS FOTOMICROGRAFIAS GERADAS COM LUZ NATURAL (SUPERIORES) E LUZ POLARIZADA (INFERIORES). EM A) E B) VEIO PREENCHIDO POR CLORITA E CALCITA. APATITAS (Ap) E MATRIZ MICROCRISTALINA. C) D) AUGITA (Aug) TOTALMENTE INTEMPERIZADA E ANDESINAS. EM E) E F) AGREGADOS DE OLIVINA (Ol) ALTERADA A IDDIGNSITA, PLAGIOCLÁSIOS E APATITAS.



FONTE: A autora (2021).

Lamprófiros misto:

Correspondem aos afloramentos de número 15 e 39 sendo estes dispostos na forma de matacos (FIGURA 20 A) ou como lajedos, este último, às margens da estrada não pavimentada (FIGURA 20 B, C). Ocorrem como diques estreitos de aproximadamente 1 metro de extensão total com direção NW-SE e algumas direções de fraturamento NW-SE e EW (FIGURA 20 D). Não foi possível se identificar a rocha encaixante em campo pois, nas proximidades dos afloramentos ocorre espesso perfil de solo. Além disso, as margens da estrada não pavimentada, o afloramento encontra-se parcialmente coberto por rejeito de calcário (pavimento da estrada). Em amostra de mão possui textura afanítica de coloração rosada, fenocristais de feldspato alcalino de coloração rosa claro, de subédricos tabulares a anédricos, com tamanhos entre 1 mm e 1 cm. Ocorre biotita com tamanho menor que 2 mm, anédrica e com brilho micáceo (FIGURA 20 E, F).

FIGURA 20 – FOTOMOSAICO DOS LAMPRÓFIROS MISTO NA ÁREA SENDO; EM A) MATAÇOS, EM B, C) LAJEDOS PRÓXIMO À ESTRADA, D) DETALHE DAS FRATURAS, E) AMOSTRA DE MÃO E F) AFLORAMENTO EM DETALHE.



FONTE: A autora (2021).

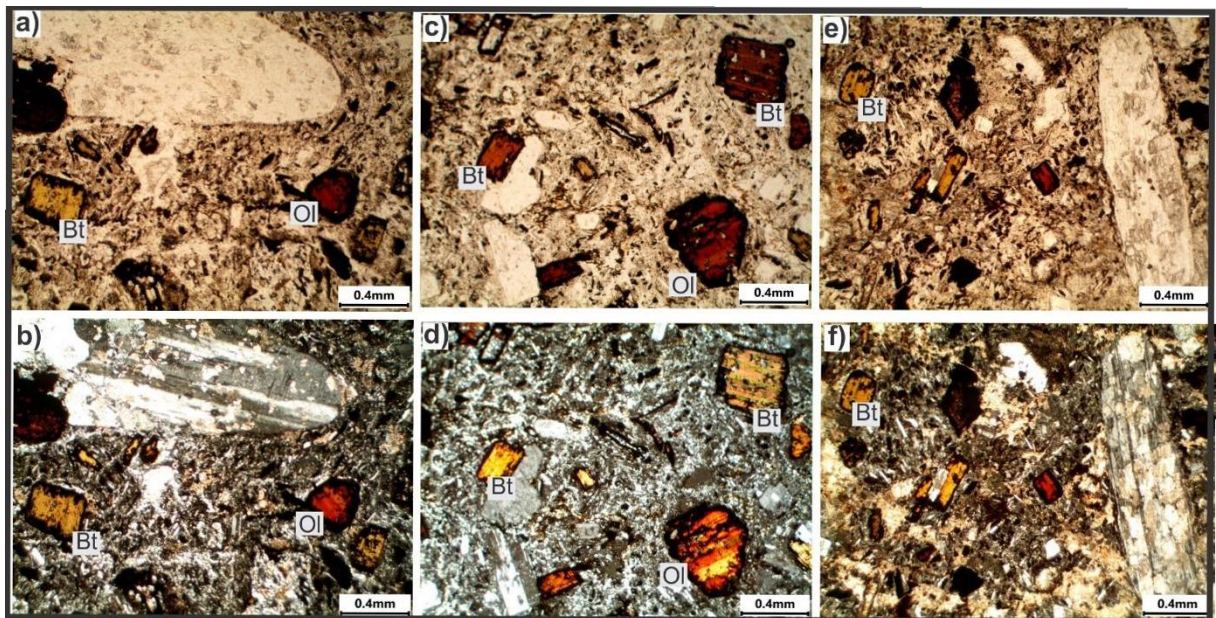
A lâmina petrográfica deste grupo corresponde ao afloramento de número 39. Tem-se fenocristais de andesina (40 %) com tamanho em torno de 0,4 mm e 3,5 mm. Alguns ocorrem como micrólitos, menores que 0,2 mm. As biotitas (25%) ocorrem com tamanhos em torno de 0,5 mm e são envoltas por bordas de coloração escura (oxidações de opacos). As olivinas (15%) têm tamanho em torno de 0,4 mm e ocorre a preservação apenas do hábito estando estas totalmente substituídas a iddingsita. Como minerais secundários ocorrem opacos (10%) majoritariamente na matriz associados a micrólitos e como oxidação nas bordas de biotitas e olivinas. Eventualmente, ocorrem como inclusão em feldspatos. São identificados minerais de feldspato ortoclásio (5%) com tamanho variando de 0,5 a 0,8 mm. A calcita (5%) ocorre como produto de alteração frequente na andesina (FIGURA 21).

A textura é porfirítica com fenocristais finos a médios de plagioclásio, biotita e olivina e matriz afanítica muito fina. A estrutura é maciça.

As rochas desse grupo foram denominadas de lamprófiro misto, que consiste na mistura entre os lamprófios espessartito e minette. Essa denominação foi adotada por Gastal et al. (2006) e por Toniolo, Gil e Sander (2007) em pesquisas realizadas por meio de descrições macroscópicas e análises de lâminas petrográficas realizadas nas proximidades da área de estudo. De acordo com Rock (1977, 1987), o lamprófiro

minette tem mais abundância de fenocristais de biotita em relação a hornblenda e maior quantidade de feldspato alcalino do que plagioclásios na matriz. O lamprófiro espessartito tem mais abundância de fenocristais de hornblenda em relação a biotita, e maior quantidade de plagioclásios do que feldspato alcalino na matriz. Na lâmina analisada, foram identificados fenocristais de biotitas, que entram na classificação de minette. Entretanto, ocorre abundância de minerais de andesina (plagioclásio) tanto na matriz quanto como fenocristais, característico de lamprófiro espessartito.

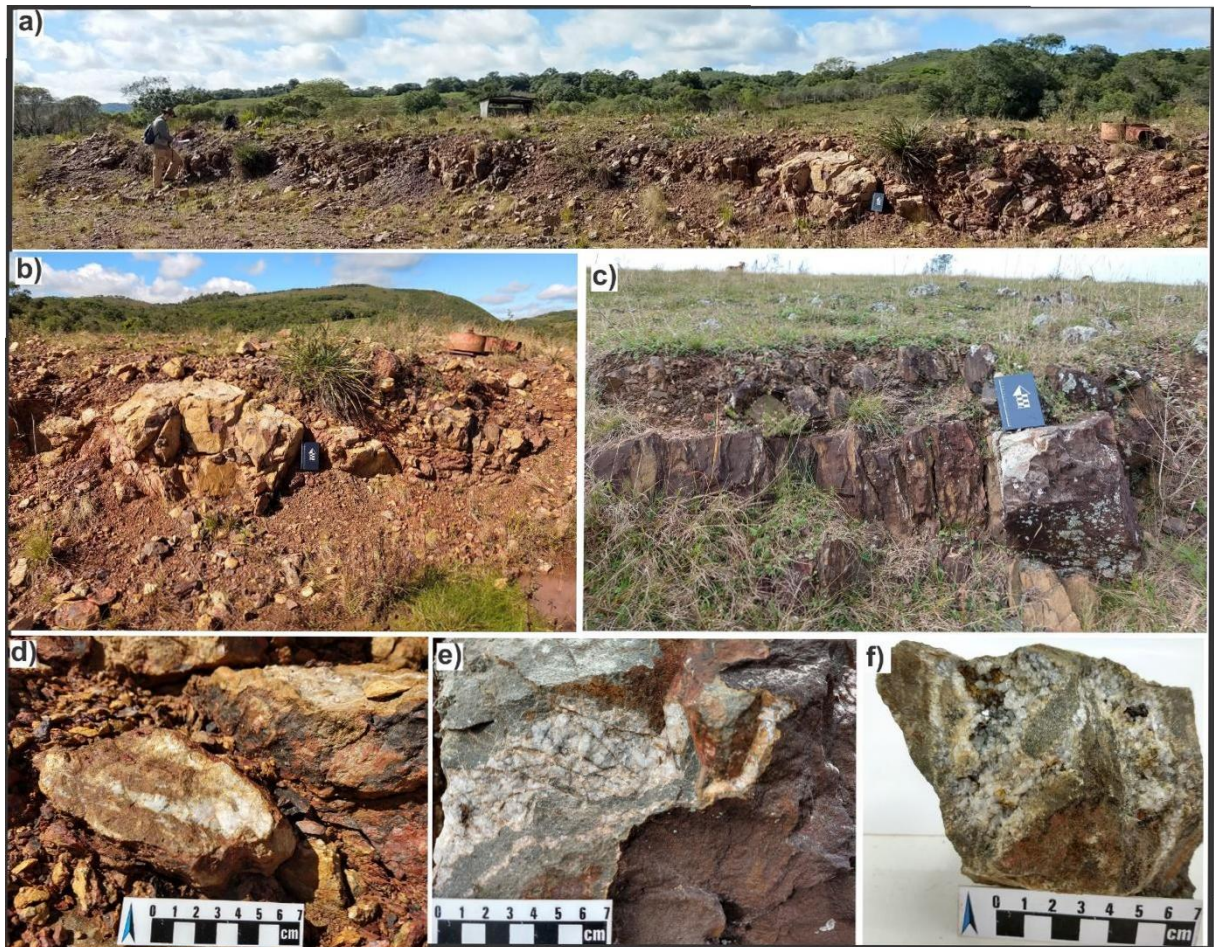
FIGURA 21 - FOTOMOSAICO COM AS FOTOMICROGRAFIAS DOS LAMPRÓFIROS MISTO GERADAS COM LUZ NATURAL (SUPERIORES) E LUZ POLARIZADA (INFERIORES). EM A) B) FENOCRISTAL DE ANDESINA, BIOTITAS (Bt) E OLIVINAS (Ol), EM C) E D) BIOTITAS E OLIVINAS ALTERADAS A IDDIGNSITA E EM E) E F) FENOCRISTAL DE ANDESINA, BIOTITAS E OLIVINAS.



FONTE: A autora (2021).

Suíte Metamórfica Vacacaí: Corresponde aos pontos de número 32, 33, 34, 35, 36, 40, 41, 42 e 43. São compostos por afloramentos extensos de até 20 metros, de coloração cinza escuro, matriz afanítica de coloração amarelo-alaranjado e oxidadas (FIGURA 22 A, B, C). Observou-se veios de quartzo milimétricas a centimétricas com direção preferencial N-S (FIGURA 22 D, E, F). Estas rochas possuem direções de fraturamento NW-SE e E-W.

FIGURA 22 – FOTOMOSAICO DAS ROCHAS METAVULCANOSSEDIMENTARES IDENTIFICADAS NA ÁREA SENDO; EM A) B) C) VISÃO GERAL DOS AFLORAMENTOS, EM D) E) F) AMOSTRAS EM DETALHE DAS ROCHAS.



FONTE: A autora (2021).

Foram observadas estruturas (dobras) e litotipos maciços de coloração cinza escuro com espessuras de 8 cm intercalados por fragmentos de rochas e solo apresentando foliações. O eixo da dobra possui uma direção E-W conforme a FIGURA 23 A. Outros afloramentos desta rocha também apresentam foliações (FIGURA 23 B, C). Nesta porção leste há a presença de drenagens de maior magnitude associadas a extensos perfis de solo (FIGURA 23 D). Estas rochas foram classificadas como metabasaltos pertencentes à Suíte Metamórfica Vacacaí.

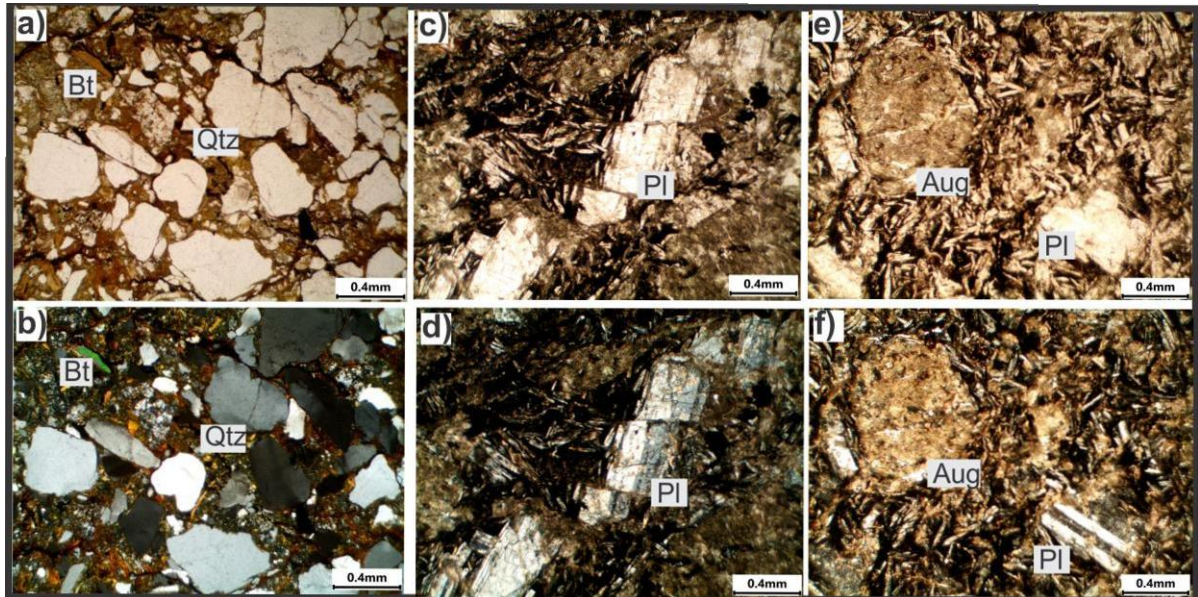
FIGURA 23 - FOTOMOSAICO DOS METABASALTOS IDENTIFICADOS NA ÁREA SENDO; EM A) AFLORAMENTO COM DOBRAS, EM B) C) FOLIAÇÕES E EM D) DRENAGEM COM ESPESSA CAMADA DE SOLO EXPOSTA (ALÚVIO).



FONTE: A autora (2021).

Nas fotomicrografias são identificados quartzo (80%), clorita biotita e opacos como minerais acessórios (FIGURA 24 A, B). Também são identificados plagioclásio, alguns com deformação estante de livros (FIGURA 24 C, D), augitas substituídas por calcita e clorita, com preservação do hábito e opacos na matriz (FIGURA 24 E, F).

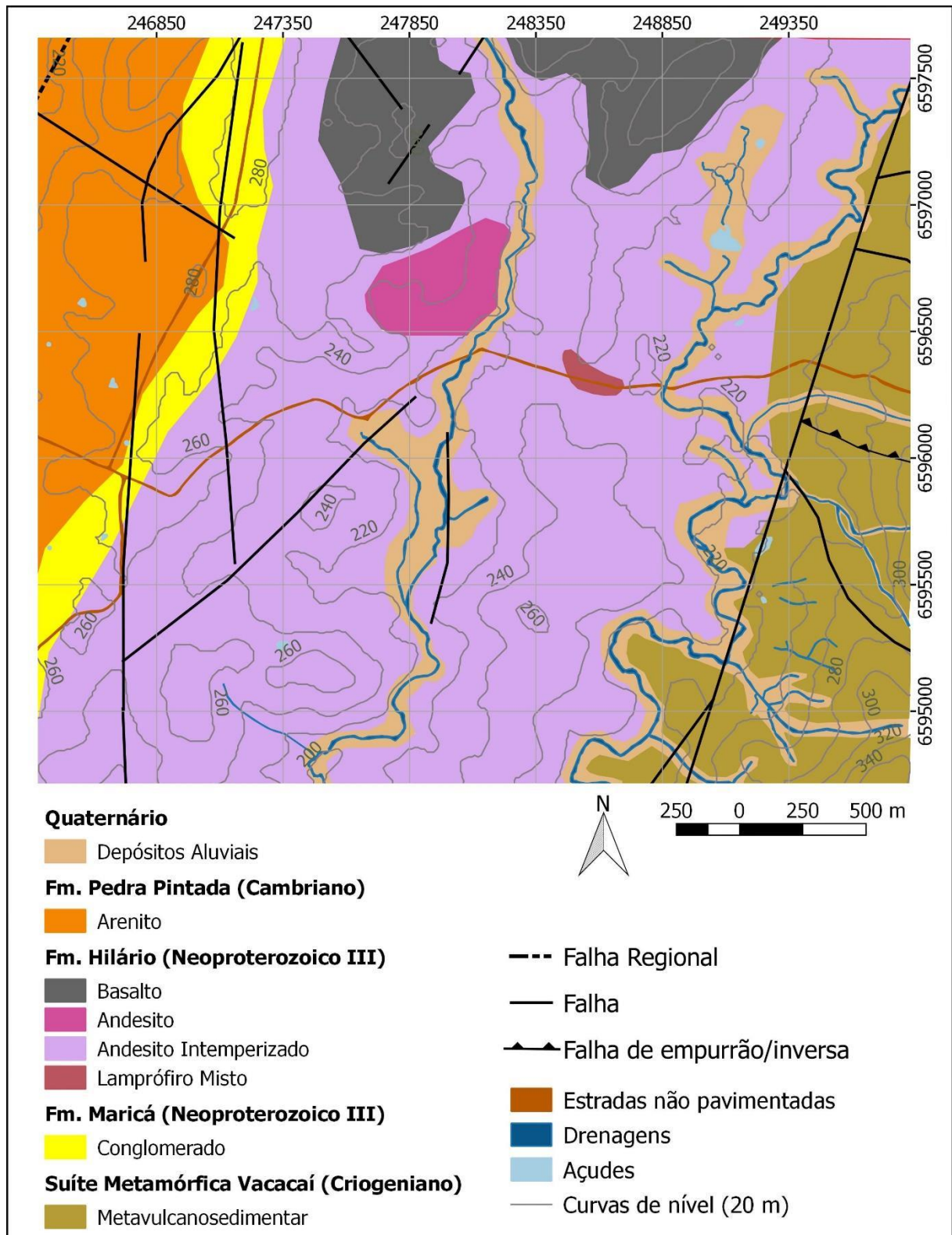
FIGURA 24 - FOTOMOSAICO COM AS FOTOMICROGRAFIAS DOS METABASALTOS GERADAS COM LUZ NATURAL (SUPERIORES) E LUZ POLARIZADA (INFERIORES). EM A) B) FENOCRISTAIS DE QUARTZO (Qtz) E BIOTITA (Bt), EM C) D) PLAGIOCLÁSIO (Pl) COM DEFORMAÇÃO ESTANTE DE LIVROS E MATRIZ COM MÁFICOS E EM E), F) FENOCRISTAL DE AUGITA (Aug) COM PRESERVAÇÃO DO HÁBITO E PLAGIOCLÁSIO.



FONTE: A autora (2021).

A partir da análise, descrições macroscópicas (amostras de mão) e detalhadas das lâminas petrográficas foi confeccionado um mapa geológico local com escala de 1:25.000 (FIGURA 25). Devido ao grande número de descrições referentes a observações de espessura de solo, vegetação e fatores de alteração combinados com o difícil acesso a algumas áreas de estudo e espessa cobertura vegetal ficou difícil realizar uma caracterização completa do arcabouço estrutural da área. Entretanto, Toniolo Gil e Sander (2007) mapearam as principais discontinuidades e estruturas em um mapeamento mais abrangente (Escala 1:100.000), mas que tem coerência com o observado em campo. Para a confecção do mapa final foram utilizadas falhas identificadas por Toniolo Gil e Sander (2007).

FIGURA 25 – MAPA GEOLÓGICO (ESCALA 1:25000) GERADO A PARTIR DOS LITOTIPOS IDENTIFICADOS E DESCRITOS NESTE ESTUDO. PRINCIPAIS ESTRUTURAS E DESCONTINUIDADES EXTRAÍDOS DE TONIOLO, GIL E SANDER (2007).



FONTE: A autora (2021) e modificado de Toniolo Gil e Sander (2007).

6.1.2 Susceptibilidade magnética das rochas na área

As medidas de susceptibilidade magnética na área de estudo foram efetuadas nas rochas aflorantes da área (*in situ*) e, complementarmente, em amostras de mão (FIGURA 26).

FIGURA 26 - SUSCEPTIBILÍMETRO UTILIZADO PARA AS MEDIDAS DAS ROCHAS AFLORANTES (*IN SITU*) E NAS AMOSTRAS DE MÃO COLETADAS.



FONTE: A autora (2021).

Para a qualidade de dados medidos e maior representatividade das amostras foram realizados, no mínimo, 10 medidas em diferentes pontos dos afloramentos. Para melhor acuracidade dos valores foram escolhidas apenas as superfícies planas e longe de materiais emissores de sinais magnéticos (celular, relógio e objetos metálicos).

Conforme recomendado por Dentith e Mudge (2014), é essencial realizar-se uma amostragem adequada para obtenção de uma maior representatividade de dados. A interpretação de uma distribuição de susceptibilidade magnética, a fim de se obter valores representativos de um litotipo, deve levar em consideração as seguintes condições:

i) Identificar se as medidas representam a heterogeneidade da geologia ou se constituem um artefato de amostragem. As medidas realizadas com instrumentos portáteis são afetadas pela rugosidade da superfície e pelo volume da amostra.

ii) Há possibilidade de as populações de medidas serem descartadas. Como exemplo, áreas de alteração próximo a falhas ou fraturas, que podem ser destrutivas ou construtivas de magnetita.

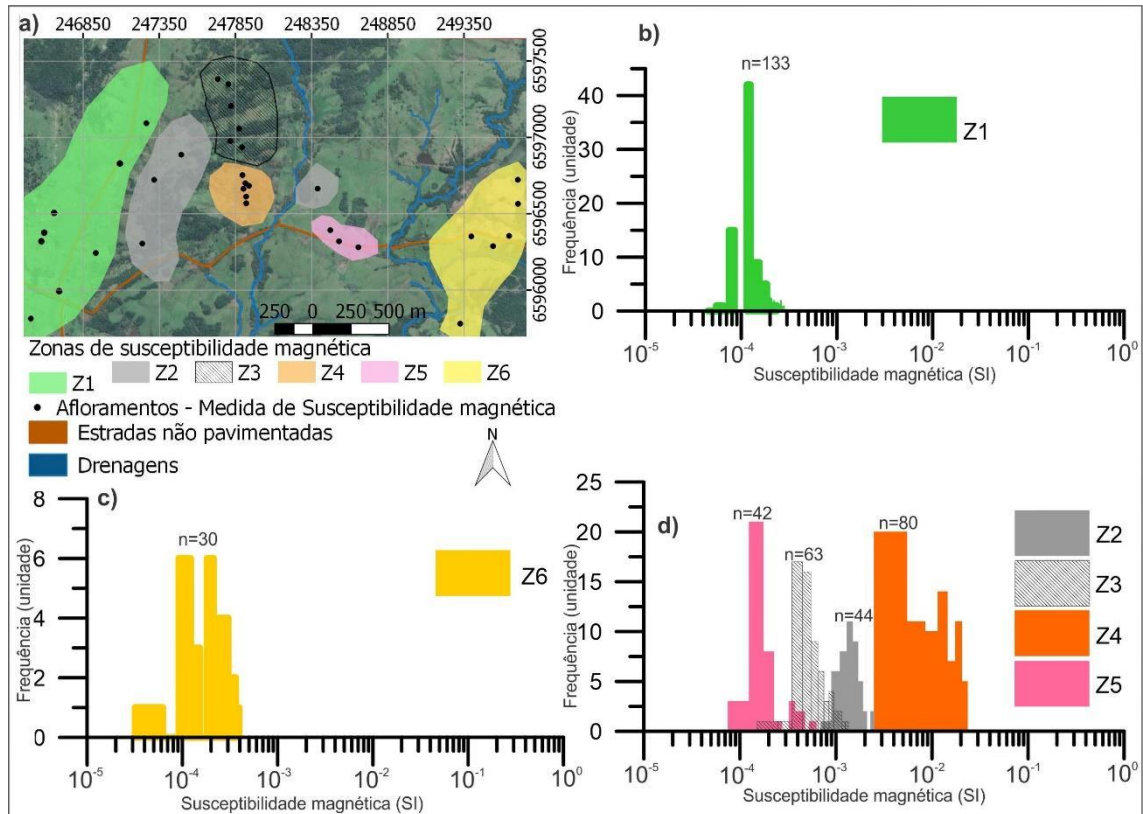
iii) Mapeamentos geológicos que refletem, por vezes, afloramentos que frequentemente representam uma amostra tendenciosa de uma determinada unidade litológica devido a esta ter se mantido mais resistente à erosão (menor intemperismo).

A complexidade da mineralogia de materiais magnéticos e as limitações da amostragem apontam que a dificuldade em atribuir um valor de susceptibilidade médio preciso para uma unidade geológica. Desta forma, a seleção de um intervalo de medidas é considerada uma melhor abordagem levando-se em conta que o objetivo de medir a susceptibilidade magnética é de se identificar faixas para prováveis unidades individuais e identificar onde ocorrem significativos contrastes entre as unidades.

Para a área de estudo foram obtidos um total de 392 medidas de susceptibilidade magnética. Após a coleta de dados de susceptibilidade magnética em afloramentos e integração destes em um SIG, definiram-se zonas distintas que contemplam valores de susceptibilidade magnética semelhantes. Estes, podem ser considerados como parte de um mesmo litotipo (FIGURA 27 A).

Na FIGURA 27 B, C, D são apresentados os gráficos (histogramas) com os valores que correlacionam a susceptibilidade magnética (SI) em base logarítmica (eixo horizontal) pela frequência de ocorrência em unidade de medida (eixo vertical).

FIGURA 27 - MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA NA ÁREA DE ESTUDO SENDO; EM A) MAPA COM ZONAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DELIMITADAS, EM B) HISTOGRAMA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DA ZONA 1 (Z1), C) HISTOGRAMA DA ZONA 2 (Z2) E D) HISTOGRAMA DAS ZONAS 2, 3, 4 E 5.

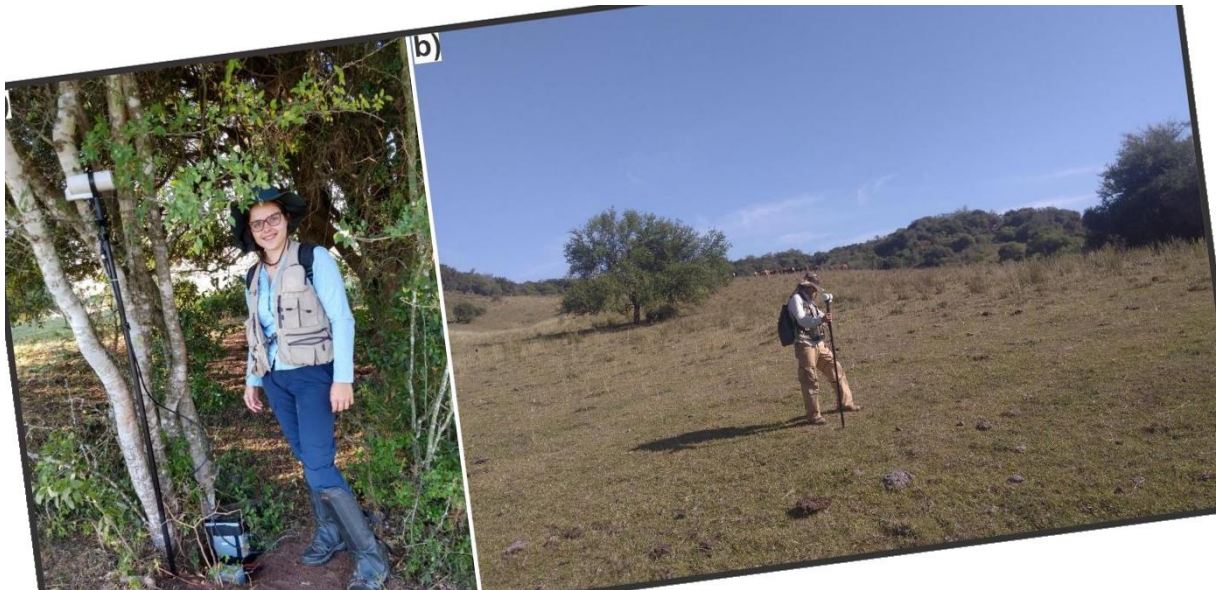


FONTE: A autora (2021).

6.1.3 Aquisição magnetométrica terrestre

A aquisição magnetométrica terrestre na área possui o principal objetivo de se definir as assinaturas magnéticas das rochas representativas da área. Constitui, um detalhamento dos dados aeromagnetométricos considerando o espaçamento entre pontos medidos de aproximadamente 10 metros e entre os perfis que variam de 50 a 100 metros. Para as medidas foram utilizados dois magnetômetros, sendo um para leitura da variação diurna do campo magnético (Base) e outro empregado nas leituras das estações na área (Móvel) (FIGURA 28).

FIGURA 28 - FOTOMOSAICO COM REGISTRO DAS AQUISIÇÕES MAGNETOMÉTRICAS REALIZADAS EM CAMPO SENDO; EM A) ESTAÇÃO BASE, EM B) MEDIÇÃO REALIZADA NA ÁREA (ESTAÇÃO MÓVEL).



FONTE: A autora (2021).

A instalação do magnetômetro fixo (estação base) ocorreu nas proximidades da área de medição (triângulo vermelho, FIGURA 29). Possui uma distância de 820 metros da estação móvel mais próxima e 1,4 Km da estação móvel mais distante. Essas distâncias estão dentro dos limites padrões entre estações magnetométricas recomendado por Regan e Rodriguez (1981) e Reeves (1993) para garantir uma acuracidade de dados.

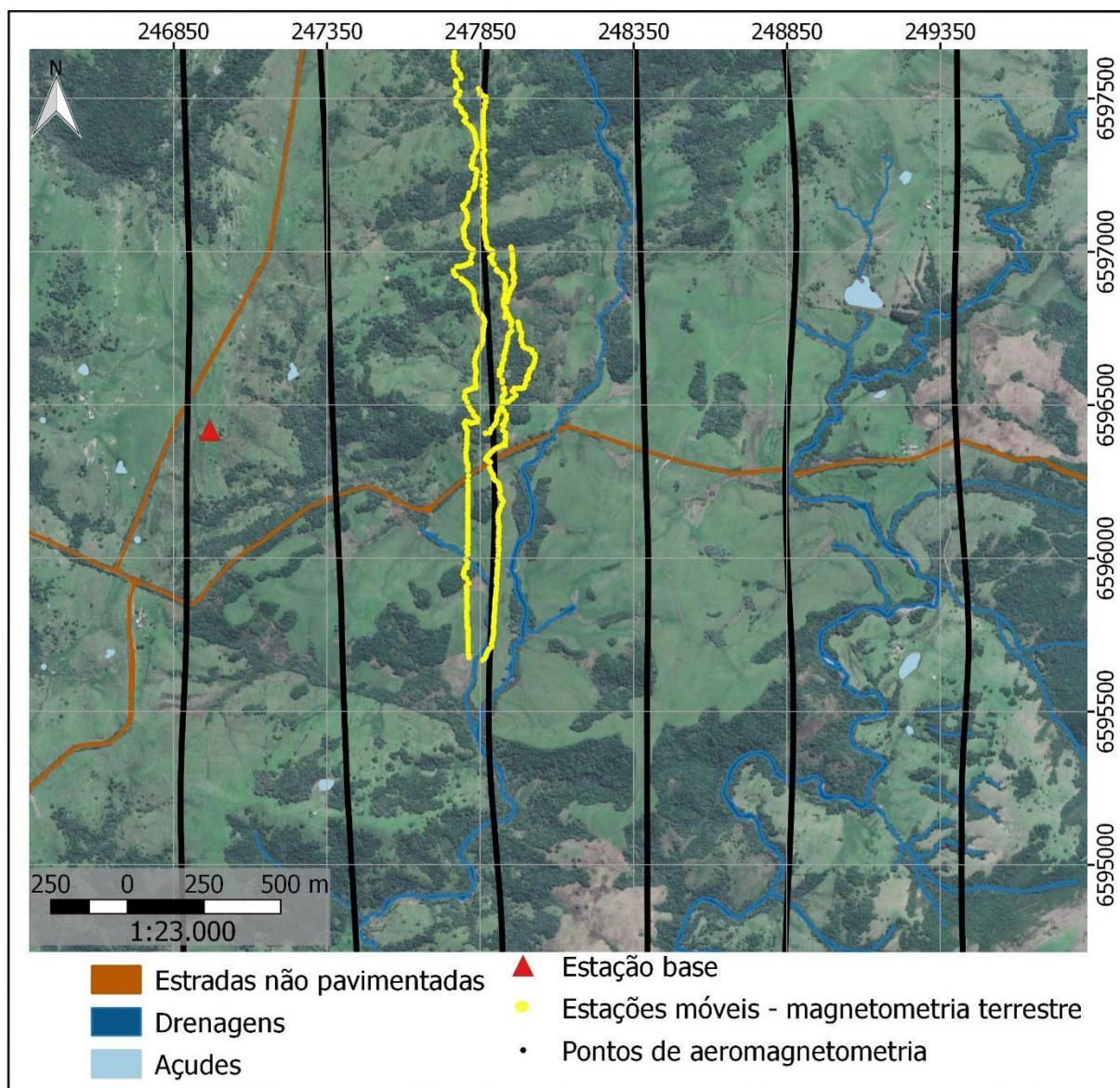
Procurou-se observar se o local estava distante de redes elétricas (postes e cabos elétricos) e demais interferências antrópicas como residências, cercas elétricas, veículos e objetos metálicos. Para o registro das leituras da variação do campo neste magnetômetro foram programadas leituras a cada 3 minutos.

As estações observadas (pontos) das medidas magnetométricas foram planejadas de acordo com o posicionamento das linhas de voo dos dados de aeromagnetometria. Procurou-se, também, manter a maior proximidade possível das rochas ígneas de interesse. Desta forma, foi possível comparar diretamente as anomalias magnéticas obtidas por meio da aquisição aérea e da terrestre. Este procedimento é importante para análise e entendimento da resolução das anomalias nas diferentes escalas de estudo e, adicionalmente, se há significantes mudanças nas assinaturas magnetométricas nos litotipos ígneos estudados.

A área para a realização das medidas e consequentes perfis possui mata densa e difícil acesso dificultando, desta maneira, uma equidistância entre as

estações observadas e os perfis. No entanto, o objetivo de manter-se uma distância de até 100 metros entre perfis foi alcançado (FIGURA 29).

FIGURA 29 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES MAGNETOMÉTRICAS/PERFIS MEDIDAS NA ÁREA DE ESTUDO. O TRIÂNGULO VERMELHO REPRESENTA A LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO BASE PARA REGISTRO DA VARIAÇÃO DIURNA DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE.



FONTE: Adaptado de Google Earth (2020).

O processamento bruto dos dados foi executado cumprindo-se os seguintes procedimentos:

- i) **Correção diurna (MAG_{corr}):** subtração das leituras obtidas das estações Móvel e Base e respectiva correção a partir do valor do IGRF para o local, data e horário.

$$MAG_{corr} = MÓVEL - BASE + IGRF \text{ LOCAL (DATUM)}$$

Os valores do IGRF para o local foram obtidos no *website* da *National Oceanic Atmospheric Administration* (NOAA), www.ngdc.noaa.gov;

- ii) Uma análise da distância entre as estações observadas (pontos medidos) e perfis executados indicou uma distância máxima de 120 metros. Deste modo, determinou-se, para a interpolação dos dados e respectivo *grid* gerado, um tamanho de célula de 30 metros. Atendendo, desta maneira, $\frac{1}{4}$ da distância máxima entre pontos amostrados (frequência de Nyquist). Para a interpolação dos dados foi adotado o interpolador mínima curvatura.

6.2 ARTIGO

Geological and magnetometric data applied in the geophysical signatures and resolution analysis, Seival district, Caçapava do Sul, RS - Brazil

Marieli Machado Zago^{1,2}, Maximilian Fries^{1,2}

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brazil

² Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA), Universidade Federal do Pampa/UNIPAMPA - Campus Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil

Abstract

The analysis and assessment of rocks and its mineral bulk composition applying magnetometry is an effective approach and widely used in exploration geophysics. Especially regarding prospective and ore occurrences due to the presence of magnetic minerals in the rock's composition. However, in countries located in tropical and subtropical latitudes, factors as soil thickness, weathered horizons, vegetation, and organic matter when related to topography (altitude variations) represent a significant component in magnetic measures. Considering this, this study proposes an approach using previous aeromagnetic and ground magnetometric data, GIS integration (relief, soil, drainages, and vegetation), unweathered/weathered rocks susceptibility measures, and petrography. These subsidies were confronted to a local-scale ground magnetometry acquisition and the analysis of the results using susceptibility measures histograms points out to significant signal to noise ratio in defined zones. These zones classification is directly related to slope/relief, soil, organic matter, and drainages (alluvium) presence. The high resolution (ground) and low resolution (aerial) and outlined zones offered an important interpretation and characterization concerning to the signal quality and reliability. Consists, also, is an important source of information and characterization concerned with the use of geophysical data in subtropical latitudes.

1 Introduction and objectives

The use of geophysical data based on magnetometric measurements began in the 20th century and instrumentation and interpretation techniques were improved during the Second World War. As a consequence, the magnetometry method began

to be widely used, mainly in research related to mineral exploration. The understanding of magnetometry and respectively generated anomalies is conditioned to information about the magnetic properties within target areas (surveys), and geological processes that attenuate or accentuate the observed magnetic signatures. The understanding of the physical property of magnetic susceptibility of rocks has been approached by several researchers. Among them Clark and Emerson, (1991), Clark et al. (1992), Clark (1997), Hinze et al. (2013) and Dentith and Mudge (2014). The term “magnetic petrology” was then adopted by Clark (1997) in the study of the physical property of susceptibility from the correlation of the magnetism of the rocks with petrology (qualifying minerals and accessories). This perspective allowed define the processes that create, alter and destroy the magnetic minerals in the rocks. Compilations of studies carried out over the past decades have brought together wide ranges of variations in magnetic susceptibility corresponding to different types of rocks. Magnetic susceptibility is dependent on essential parameters such as magma composition, cooling rate, host rocks, and mineralogy, and its definition can be performed using portable susceptibility meters. However, there must be sampling representativeness (number of measurements) of magnetic susceptibility in outcrops (in situ). Thus, Dentith and Mudge (2014) argue that this approach should be carried out based on the measurement of a considerable amount of measurement points in each outcrop or collected sample of interest.

Authors like Grotzinger and Jordan (2014) brought together factors related to physical and chemical weathering that can accelerate the weathering rates in rocks and their mineral constituents. As an example, we find the properties of the matrix rock, rock structures, climate, vegetation, and time of exposure. These aspects can be observed from outcrop analyzes and through the macroscopic description of rocks, slope classification maps, and digital elevation models generated from remote sensing (satellites). All these elements represent significant modifier agents that alter the physical properties of the rocks, generating, consequently, influence the detected geophysical signatures.

Considering the exposed features, the present study's main proposal is to evaluate and characterize the quality and resolution of magnetic anomalies observed in aerial and ground surveys from the analysis and characterization of an area that is constantly influenced by weathering, climatic actions, thick soil layer coverage, and

vegetation. Additionally, information on conditioning factors such as weathering rates, macroscopic/microscopic descriptions (outcrops and rocks samples), and in situ magnetic susceptibility measurements was used. The study area is situated in a region with a subtropical climate, with thick soil and vegetation cover in southern Brazil. It is located in the municipality of Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul state, Brazil (Figure 1).

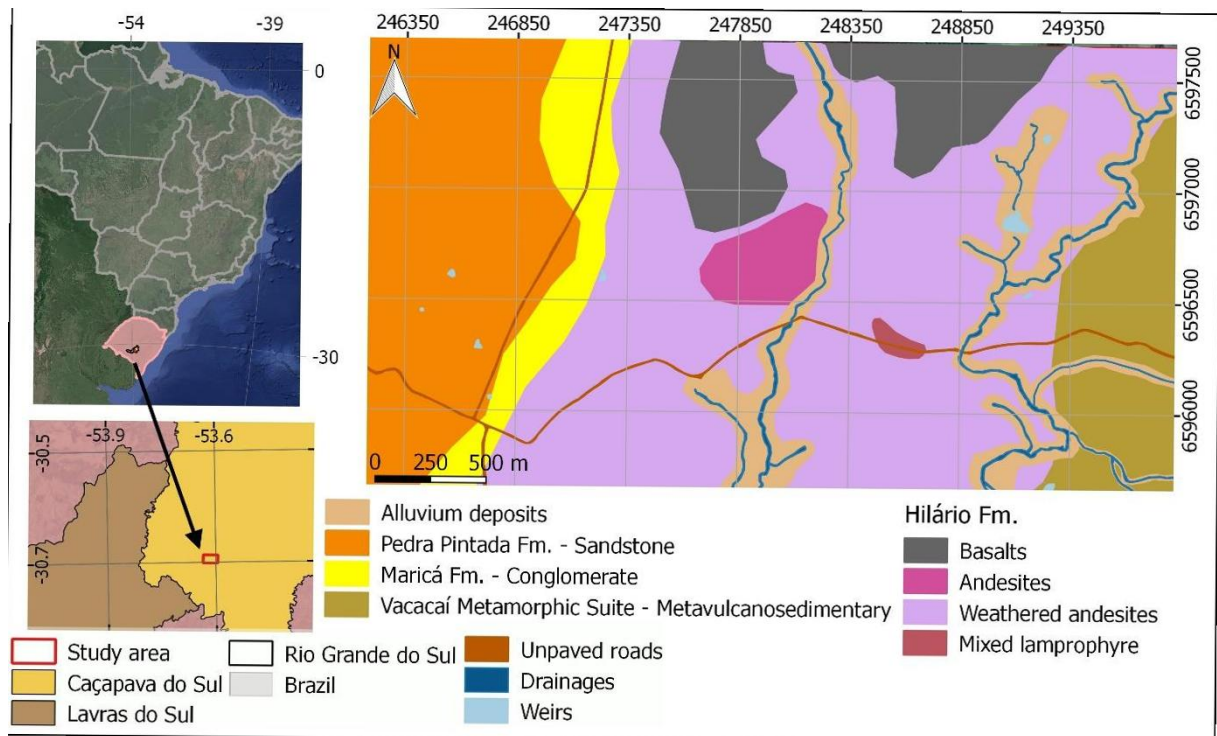


Figure 1 – Location map of the study area.

2 Geological settings

In the regional context, the study area is inserted in the Escudo Sul-Riograndense (ESRG) (Sul-Riograndense Shield), located in the southern portion of the Mantiqueira Province (HASUI et al., 1975; ALMEIDA et al., 1981). The ESRG resulted from processes of generation and deformation of the continental crust, mainly due to the accretion and deformation of several Precambrian crustal blocks, where the greatest contribution occurred in the orogenic cycles such as the Transamazonian (2.26-2.00 Ga - Paleoproterozoic) and Brasiliano (900-535 Ma - Neoproterozoic) (Hartmann et al., 2007).

The ESRG is formed by units that are part of the Dom Feliciano Belt established in the Neoproterozoic. Additionally, and commonly, some Paleoproterozoic units are also described (HARTMANN et al., 2007).

At the end of Neoproterozoic and the beginning of paleozoic were recorded a stratigraphic record of sedimentary and volcanogenic units formed in tectonic elongated basins named as Camaquã basin. These rocks cover Precambrian rocks of the basement (ALMEIDA, 1969; FAMBRINI E FRAGOSO-CESAR, 2006). This basin was compartmentalized in sub-basins (Western, Central, and Eastern Camaquã) during the tectonic- sedimentary evolution due to the sin- depositional uplift of the Caçapava do Sul higher areas and Serra Encantadas (FAMBRINI E FRAGOSO-CESAR, 2006).

The Camaquã Basin was subdivided into five distinct units named as Maricá Group, Bom Jardim Group, Acampamento Velho Formation, Santa Bárbara Group and Guaritas Group (JANIKIAN et al., 2003; PELOSI AND FRAGOSO-CESAR, 2003; JANIKIAN, 2004). The study area and its limits covers most part of the Bom Jardim Group in the Hilário Formation (RIBEIRO AND FANTINEL, 1978). According to Janikian (2004), the units are composed of basaltic to andesitic volcanic rocks and pyroclastic rocks of intermediate acid character, with tuffs, lapilli- tuffs, and pyroclastic breccias. Gastal et al. (2006) and Toniolo, Gil and Sander (2007) identified, complementary, mixed lamprophyres dikes (a mixture between minette and spessartite types). A small portion in the study area has, as main lithologies the Vacacaí Metamorphic Suite, which consists of ESRG basement units. Such lithologies are related to the Mesoproterozoic and early Neoproterozoic ages, later modified in the Brasiliano cycle (Chemale et al. (1995b).

Recently in this area, Zago (2021) carried out a detailed study using outcrop and rock sample descriptions, and microscopic characterization of igneous rocks through the analysis of thin sections. As follows below were identified:

i) Sandstones and conglomerates;

ii) Volcanic igneous rocks subdivided into:

a. Basalt: With the aphanitic matrix, dark gray color, and phenocrystals of plagioclase, augite, and olivines. As accessory minerals, there are apatite, calcite, and chlorite (they occur as a filling of microfractures). The outcrops are found in dense vegetation areas and many are covered with mosses and grasses.

- b. Andesites: With a reddish-gray color, andesine and augite phenocrysts. As accessories, there are volcanic glass, quartz, and opaque minerals around the phenocrysts. The outcrops are located in higher areas (altitude).
 - c. Weathered andesites: Orange-red coloring, with minerals often replaced by calcite and chlorite, with the preservation of only the habit, vesicles and tonsils occur, and veins filled with calcite. The outcrops are found in lower areas (altitude), close to drainages, or partially covered by soils and vegetation.
 - d. Mixed Lamprophyres: Pink-colored, aphanitic matrix with the presence of opaque and andesite, biotite, and phenocrysts completely replaced the iddingsite. As accessory minerals, opaque, calcite, and alkaline feldspar were identified.
- iii) Metavolcanosedimentary: presenting an aphanitic matrix, yellow-orange colored with millimeter to centimeter quartz intrusions and as accessory minerals, biotite and opaque.

3 The importance of magnetic properties of rocks in magnetic signatures

The matter magnetic properties are essentially the result of a combination of two factors, i) the orbital movements of the electrons or translations around the nucleus of their constituent atoms and, ii) the self-precessions or intrinsic *spins* of these electrons. The rock-forming minerals that compose the terrestrial rocks only exhibit magnetic effects when submitted to the action of external magnetic fields (Lima, 2014). The magnetization of rocks consists of the vectorial sum between the induced magnetization (reversible process and dependent on the applied magnetic field) and the remanent magnetization (irreversible process, remains in the rock and records the characteristics of past magnetic fields active during the formation of the rocks) (Telford et al, 1990).

The interaction of the environment's (applied) magnetic field with the atoms present in the Earth's materials leads to several responses that are identified as different types of magnetization. Understanding these types of magnetization becomes important to understand how the variation in magnetic properties of earth materials produce magnetic anomalies (Hinze et al. 2013). In this way, materials can be classified, according to their magnetic properties (Telford et al, 1990). According to de Hinze et al, 2013; Dentith and Mudge (2014), and Kearey et al, (2009), the

materials have different types and sources of magnetization, ranges of magnetic susceptibility, and minerals/materials that represent them (Table 1).

Types of magnetization	Magnetic susceptibility SI (κ)	Minerals/materials
Diamagnetism	κ about 10^{-5}	Pure quartz phases, calcite, feldspar, pure galena, sphalerite, graphite, halite, gypsum and anhydrite, clayish minerals, and water
Paramagnetism	$0 < \kappa < 10^{-6}$	Olivine, pyroxene, amphibole, garnet, iron, manganese carbonates, pyrite, chalcopryite, arsenopyrite, marcasite, and purê ilmenite.
Antiferromagnetism	$10^{-4} < \kappa < 10^{-3}$	Hematite
Ferrimagnetism	$10^{-6} < \kappa < 1$	Magnetite, titanomagnetite, ilmenite, iron oxides, iron, and titanium
Ferromagnetism	$1 < \kappa < 10^6$	Iron, cobalt, and nickel

Table 1 – Types of magnetization, magnetic susceptibility, and related minerals/materials from each main group. Adapted from Hinze et al, 2013; Dentith e Mudge (2014) and Kearey et al, (2009).

As previously constituted, the magnetic susceptibility of a substance "measures its ease in magnetizing itself, in the presence of the magnetic field ". In rocks, susceptibility depends on some factors such as the mineralogical composition of the matrix rock, the size and shape distribution of the magnetic grains, the bulk proportion of these minerals in the rocks, the intensity of the applied magnetic field, and the previous state of magnetization of these rocks (Lima, 2014).

During the formation of igneous rocks, associated processes, and consequently their magnetic signatures, there is the influence of essential elements such as magma composition, the presence of biotite that can control magnetite production, the cooling rate, mineral fractionation order, the composition of magmatic gases and their access to the atmosphere or the ocean. These factors affect the temperature conditions at which magnetic minerals are formed and also determine secondary controls on magnetism such as the size, shape, and orientation of magnetic mineral grains. All of these components, together with the abundance of magnetic minerals, can undergo variations causing the wide variation in magnetic properties (Dentith and Mudge, 2014).

Over geological time, terrestrial materials undergo constant changes and present different types of magnetization. Therefore, measurements taken in a given area may not be representative for analogous areas (with the same lithologies) (Dentith and Mudge, 2014). It is possible, however, that a range of similar values for certain lithologies occurs. Considering that rock is composed of an aggregate of minerals, it is impossible to establish exact patterns. Besides that, factors such as physicochemical changes in the rocks may modify significantly the magnetometric signature.

4 Important modifying factors in the rocks physical properties

Changes caused by physical and biological processes result from the partial mechanical breakdown of rocks in the superficial layers of the lithosphere. The physical-chemical alterations caused by the action of weathering and diagenesis modify the morphology of the porous spaces of rocks and minerals. In this way, chemical reactions of hydration, redox, solubilization, and precipitation can occur between groundwater and the disaggregated rocks of the upper crust. The product of these changes consists of the formation of clays that are responsible for modifying the physical properties of the rocks.

Lima (2014) states that another process that modifies the original porous structures of rocks is the occurrence of fracturing in the upper regions of the earth's crust. The development of a weathering cape and an upper layer of soil is directly associated with climatic conditions and time of exposure. In specific climates such as tropical regions, the rock-forming minerals are reduced to clays, iron and aluminum hydroxides and ions dissolved in the waters, except for minerals such as quartz, tourmaline, and zircon. In these environments, the so-called weathered layer, controls the recharge and productivity of aquifers. Otherwise, the regolith layer can be a source of noise and attenuation of geophysical signals.

Weathering is also controlled by the biosphere, for example, the decomposition of organic products and the breathing of plants and organisms change the soil, and water pH, helping solubilization and the weathering evolution. Other factors that significantly influence weathering are caused by anthropic elements, such as landslides and accelerated erosion processes close to highways and agricultural areas (Lima, 2014). According to Grotzinger and Jordan (2014), in mass

movements (landslides or in individual transport), the slope of the hillsides affects both chemical and physical weathering. Erosion and physical weathering are, therefore, more intense on steeper slopes. The rates of chemical weathering are low at high altitudes. Where temperatures are generally low, the soil is absent and vegetation is sparse.

The main variables that control the disintegration and decomposition of rocks according to Grotzinger and Jordan (2014) are i) the matrix rock properties: The minerals are altered with different rates and the rock structure influence its susceptibility to fracture up and fragmenting; ii) Climate: high temperatures and intense rains increase the growth rate of organisms, promoting chemical weathering; iii) Presence or absence of soil: the soil retains water and hosts various plants, bacteria and other organisms. These life forms generate an acidic environment, which together with moisture, promotes chemical weathering, which alters and dissolves minerals. Plant roots and cavities made by organisms in the soil promote physical weathering, as they help to create fractures in the rock; iv) Exposure time: the longer it takes to alter a rock, the greater it is chemical decomposition, the stronger its dissolution and the more intense the physical breakdown (Figure 2 a).

Chemical stability is another important condition in the process of altering rocks, as it controls the rate of weathering. Minerals alter at different rates due to different chemical stability, in the presence of water, at a given surface temperature. As an example, the mineral feldspar is stable under conditions found at great depths of the earth's crust (high temperatures and low amounts of water), but unstable under surface conditions (low temperatures and abundance of water). Knowing the relative chemical stability of various minerals, the intensity of weathering in a given area can be determined. In Figure 2 b we can observe the relative stability of some common rock-forming minerals. Important to notice is that salt and carbonate minerals are the least stable, while iron oxides are the most stable (Grotzinger and Jordan, 2014).

a) Weathering rate				b) Weathering rate	
	Slow		Fast		Slowest
i) Properties of parent rock				Most stable	
• mineral solubility in water	low	moderate	high	Iron oxides (hematite)	
• rock structure	massive	some zones of weakness	very fractured	Aluminum hydroxides (gibbsite)	
ii) Climate				Quartz	
• rainfall	low	moderate	high	Clay minerals	
• temperature	cold	temperate	hot	Muscovite mica	
iii) Presence or absence of soil and vegetation				Orthoclase feldspar	
• thickness of soil layer	none (bare rock)	thin to moderate	thick	Biotite mica	
• organic content	low	moderate	high	Sodium-rich plagioclase feldspar (albite)	
iv) Length of exposure				Amphiboles	
	short	moderate	long	Pyroxenes	
				Calcium-rich plagioclase feldspar (anorthite)	
				Olivine	
				Calcite	
				Halite	
				Least stable	Fastest

Figure 2 – Physical properties of rocks modifying factors. In **a)** Main controllers of weathering rates, **b)** Relative stability of main minerals under weathering (Extracted from Grotzinger and Jordan, 2014).

5 Methodology

To develop and accomplish the study proposed objectives three main phases were adopted (Figure 3).

Phase 1 – Weathering rates analysis: It consists of checking the influence of aspects such as vegetation, soil, drainage, relief, climatic conditions, and terrain slope;

Phase 2 - Data integration and validation: It consists of separating the area into zones that contain similar characteristics with the magnetic susceptibility ranges, lithologies, mineralogy, and weathering. Additionally, validation was carried out, which consists of comparing the magnetic susceptibility measured values in the area based on the magnetic susceptibility values established in the literature;

Step 3 - Analysis of resolution and quality of magnetic anomalies: It consists of comparing the results obtained from *Phase 2* using geophysical maps (aerial and ground) to investigate the quality and respective magnetic signature accuracy in different survey/mapping scales. Besides, the influence of terrain conditions (factors influencing the weathering rate) was considered.

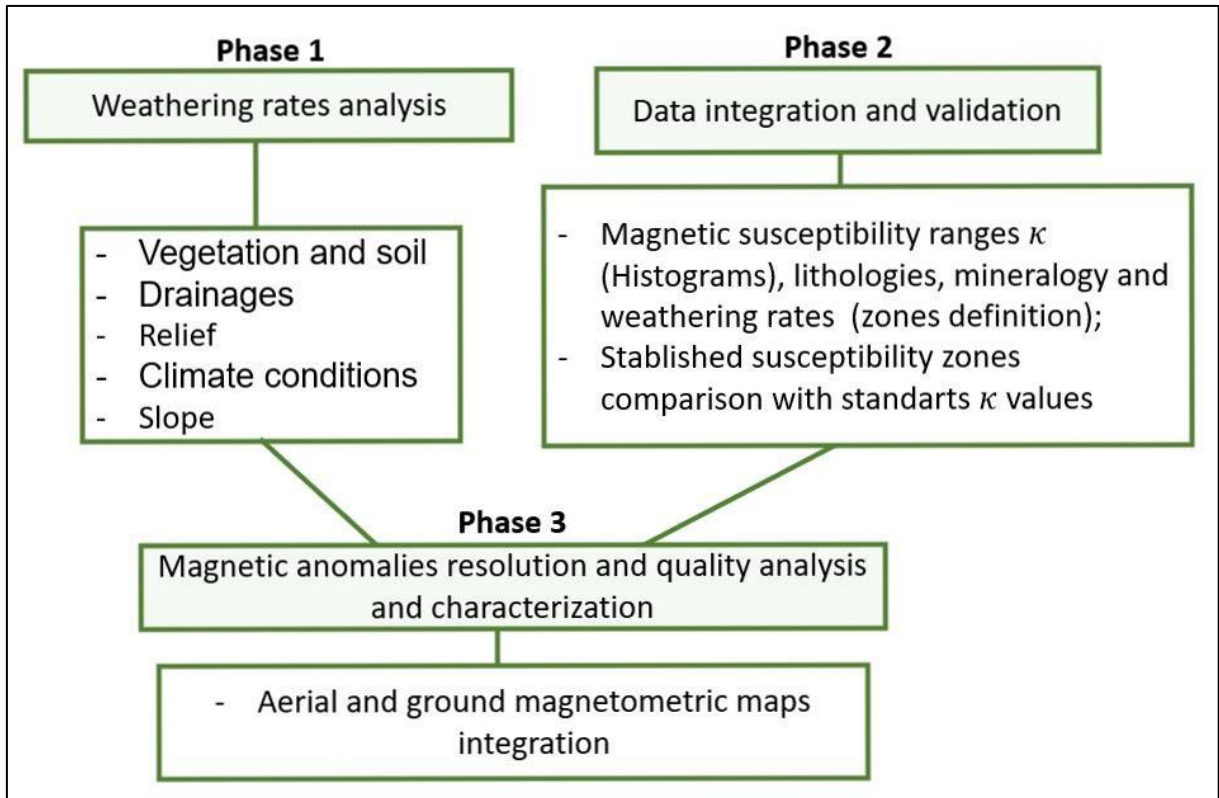


Figure 3 – Main activities/phases defined for the study development (flowchart).

To execute the proposed steps, the following materials and methods were used:

- i) Local geological map, 1: 25000 scale. Where information was collected and recorded on 73 rocky outcrops, as well as geomorphological aspects, soil thickness, and vegetation conditions. The rocks were identified with macroscopic analysis of minerals, and in lithologies, with a higher magnetometric signature (igneous rocks) microscopic descriptions were provided;
- ii) A total of 392 magnetic susceptibility measurements using a handheld susceptibilimeter model KT-10 v.1 from Terraplus Inc. The results, were presented in histograms with values correlating magnetic susceptibility (SI) on a logarithmic basis by the frequency of occurrence in a unit of measurement;
- iii) Aeromagnetometric geophysical data, scale 1: 250 000 available by CPRM (2010). The data sampling interval in the field is approximately 6.5 meters between the measurement points and 500 meters distance between flight path lines. The processing of raw data was performed by LASA Prospecções SA and followed the IAEA (1991) standards;

- iv) Ground magnetometric geophysical data. The average sampling range is approximately 10 meters between measured points (stations). Distance from profiles distance presents 50 to 100 meters variation. Two GSM-19 proton-precession magnetometers manufactured by GEM Systems were used. One for reading the diurnal variation of the magnetic field (Base) and the other for reading the stations along with profiles (Rover);
- v) 12.5 meters resolution remote sensing data (digital elevation model) from the Alos Palsar sensor (ASF DAAC, 2019).

6 Results and discussions

As shown in the flowchart of Figure 3 above, the results and discussions sequence is presented as follows:

Phase 1

The magnetic susceptibility physical property tends to change constantly. The main determinant agent is the minerals weathering rate in some conditions as the weathering elements, the erosion, and climate. This rate is also directly related to the natural rock constituents' physical and chemical weathering. Among the main factors observed and considered in the area in question are:

- i) Vegetation and soil:* Variation from grasses to dense vegetation areas with wide canopy trees and soil cover ranging from less thick (less than 1 meter of soil, with the presence of constant outcrops) to very thick (thickness up to 4 meters of soil). In this context, the magnetic signatures observed in aerial and ground surveys may suffer significant attenuation due to the organic content and thickness of the soil layer (Figure 4a).
- ii) Drainages:* The presence of water at superficial levels is an important analysis element as they tend to lead to rock oxidation advancing and chemical weathering of rock-forming minerals. It is known that changes in mineral properties can reflect considerably on their magnetic signature (Figure 4b).
- iii) Altitude:* The relief influence (topography) in areas of lesser vegetation and exposed outcrops tends to increase in a significant way the magnetic signatures.

In areas of lower altitudes (valleys), considerable signal attenuation may occur (Figure 4 c, d).

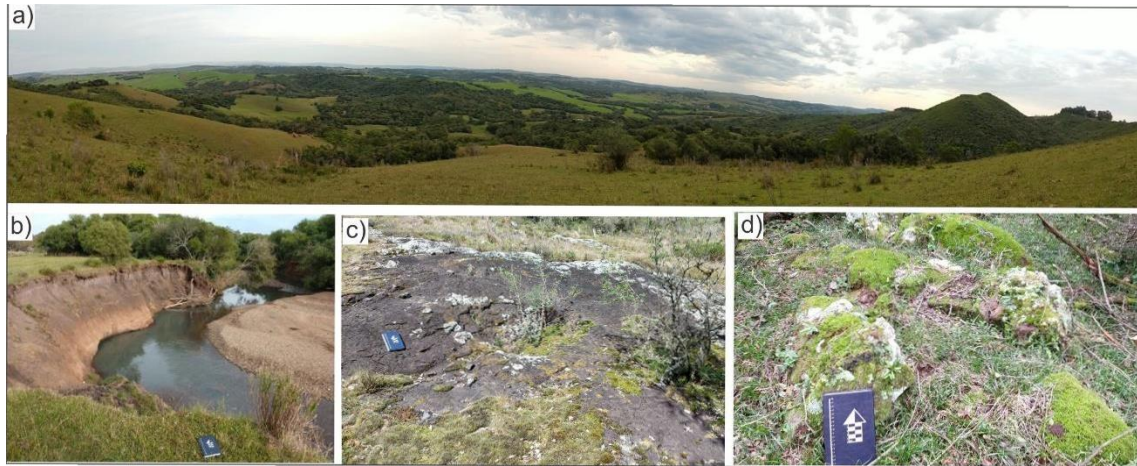


Figure 4 - Photomosaic presenting the characteristics of the study area with an emphasis on weathering factors important in the analysis and validation of magnetic signatures. In a) an overview of the study area, b) thick alluvium and soil coverings, and drainage in the floodplains, c) outcropping rocks in the higher altitudes, d) outcrops covered by vegetation and organic material in dense vegetation areas.

iv) Climate Conditions: The municipality where this study was conducted has significant fluctuations in annual weather conditions. Weatherspak (2020) developed a statistical analysis of temperature, humidity, and annual rainfall where, from January 1, 1980 to December 31, 2016 (36 years), there was a temperature annual average variation ranging from 7 ° C to 19 ° C in winter, and 27 ° C to 18 ° C in summer.

There is a record of high rainfall throughout the year, classified as moderate seasonal, with a variation of 103 to 146 mm of rain over 31 days. An extreme variation in the sensation of humidity during the year occurs. These climatic characteristics influence the chemical weathering where, in high temperatures and intense rains, there is an increase in the organism's growth rate. In hot and humid climates, a higher weathering rate in rocks and minerals can occur (Grotzinger and Jordan, 2014). In the region of interest, Caçapava do Sul, both scenarios occur annually.

v) Terrain slope: Terrain morphology is also directly related to the weathering conditions outlined. In steeper regions (hillsides), there is a minor chemical weathering contribution, a major contribution from physical weathering, and significant erosion. On a gentle slope, there is minor physical weathering, erosion, and more chemical

weathering (Grotzinger and Jordan, 2014). For the slope analysis in the study area, a slope classification map was created according to the slope classification standards established by Santos et al. (2006). A terrain remote sensor data from Alos Palsar (Digital Terrain Model) was Applied and processed. The slope classes, in percentage, consist of: i) Very gentle: 0 to 3% ; ii) Gentle: 3 to 8%; iii) Moderate: 8 to 20%; iv) Moderately steep: 20 to 45%; Steep: 45 to 75% and Very steep: with a slope greater than 75% (Figure 5).

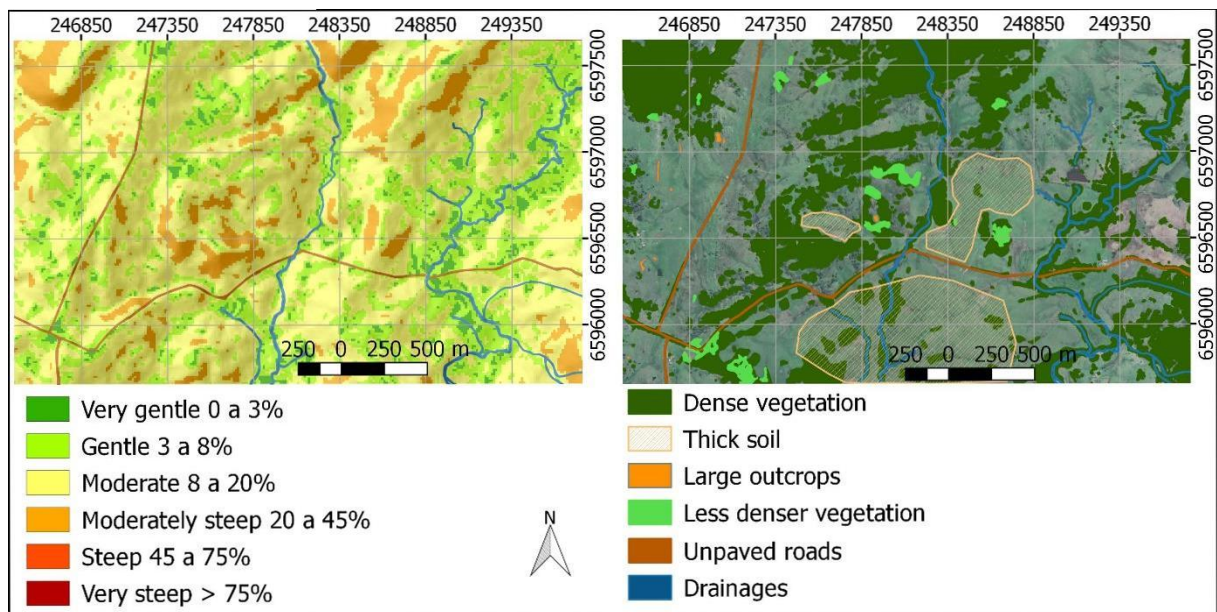


Figure 5 – Terrain morphological characteristics analysis using a slope classification map of the study area. Overlaid are shown the 6 terrain classifications (%) and location of outcrops, soils, and vegetation.

Phase 2

For data integration, it was adopted: i) The analysis of weathering rates described in Phase 1, directly associated with the physical properties modifying factors; ii) Lithological information (macroscopic and microscopic descriptions); iii) The magnetic susceptibility histograms classified by zones as described in (Figure 6).

The interpretation was performed applying the concepts described by Grotzinger and Jordan (2014) with emphasis on the main weathering rates controllers, the weathering rate classification (variations from slow to fast) according to the characteristics and heterogeneities of elements such as the matrix rock properties, the influence of climatic conditions, the presence or absence of soil and vegetation and concepts of mineral stability.

As an essential resource, the range and limits of magnetic susceptibility through histogram analysis were also used. These informations provided important support for a data validation analysis related to magnetic susceptibility values established in previous studies (Clark and Emerson, 1991; Clark, 1997; Dentith and Mudge, 2014 and Hinze et al., 2013).

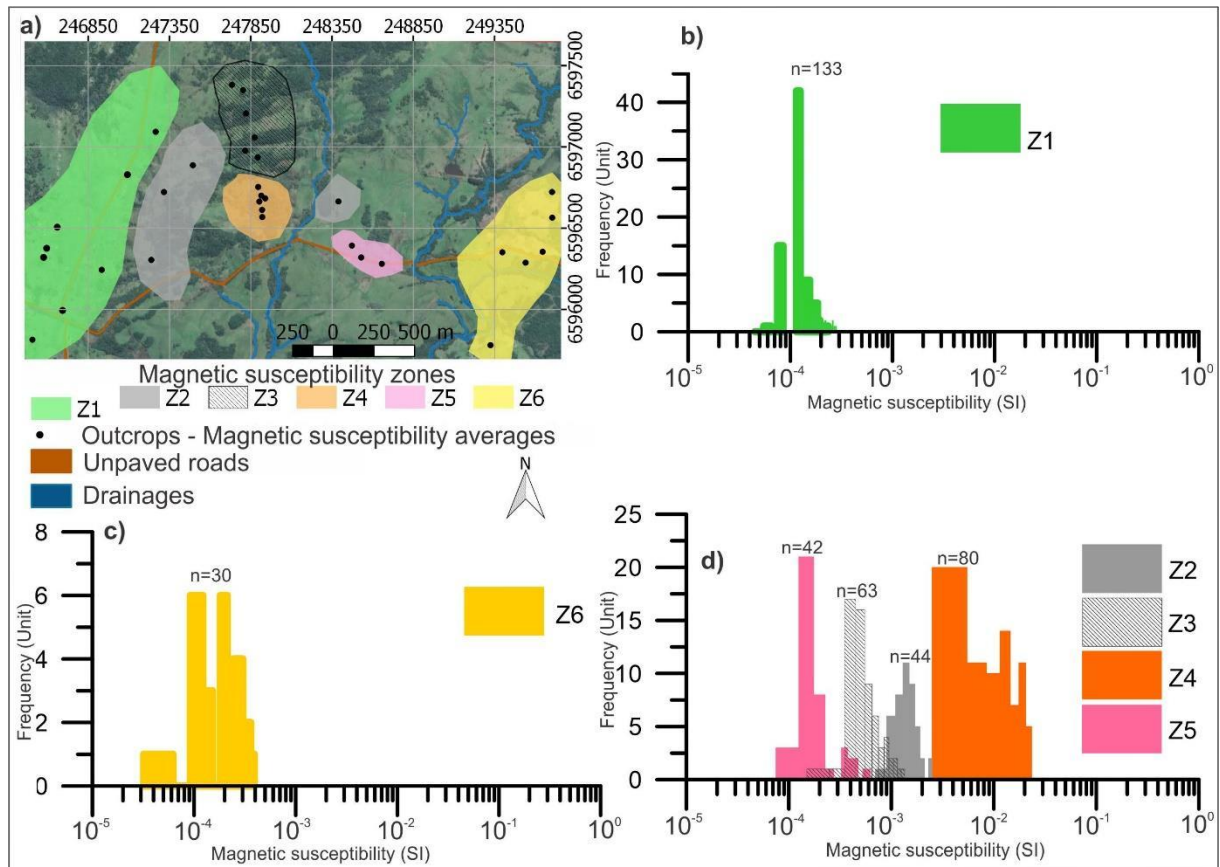


Figure 6 - Interpretation of weathering and terrain factors as support for geophysical signatures analysis. In a) Distinction of zones of magnetic susceptibility and b, c, d frequency histograms.

The zones Z1 to Z6 were determined considering the classification established by Zago (2021). More details, are described as follows:

Zone 1: Represented by sandstones and conglomerates outcrops. The mineralogy observed in samples is composed of quartz and potassium feldspar. In the rock structures, some zones of weakness were observed and the rocks (outcrops) are fully exposed. Organic material is absent. There are present in abundance stable minerals in abundance such as quartz and potassium feldspar. The slope is classified as very gentle to moderate. Based on field observations, this group has a slow

weathering rate and little influence from weathering elements. It is concluded that the physical properties are more preserved. Magnetic susceptibility histograms indicate a variation in 4×10^{-4} a 3×10^{-3} SI.

Zone 2: Composed of weathered andesites. Only the habit of minerals such as augites (clinopyroxene) is preserved, and there are altered olivines and plagioclases. In the rock structure, there are some zones of weakness and soil thickness classified as thick. Significant organic content was observed. The minerals are replaced by chlorite and calcite, configuring a high weathering rate observed in the weathering of their mineral constituents. The slope is defined as very gentle to moderately steep. A steeper hillside is related to a higher percentage of erosion and physical weathering. A dense vegetation and the occurrence of drainages are also present. All of these factors are directly related to physical and chemical weathering and can thus modify the physical properties of rocks. Based on field observations, this group has a fast weathering rate. Magnetic susceptibility histograms indicate a variation from 7×10^{-3} to $0,5 \times 10^{-2}$ in SI.

Zone 3: Corresponds to basalts, composed of a dark-colored aphanitic matrix (mafic), plagioclase phenocrysts, olivines altered to iddignite, and apatites as accessory minerals. The outcrops (rocks structure) are massive with thick soil thickness and significant organic content. Minerals replaced by calcite and chlorite are present, leading to a minerals stability decrease, thus increasing the weathering rate. The slope varies from moderate to moderately steep. Based on field observations, this group is classified as moderate to fast weathering rate. The magnetic susceptibility measured variations are $0,5 \times 10^{-3}$ to $0,5 \times 10^{-2}$ in SI.

Zone 4: Corresponds to the andesites in the area composed of andesine and augite phenocrysts. Opaque minerals occur in the matrix and around the minerals. Quartz and volcanic glass were observed as accessory minerals. In the rock structure, some zones of weakness, exposed rocks, and absence of organic content were observed. Its qualifying minerals are preserved compared to the other zones. The augite (clinopyroxene) and andesite (sodium feldspar) present an intermediate weathering rate. The slope is classified as gentle to moderately steep, which provides lower sediment deposition difficulting the soil's formation. This informations integration suggests that Zone 4 has a slow weathering rate. The magnetic susceptibility limits of this group vary from $3,5 \times 10^{-2}$ to 2×10^{-1} SI.

Zone 5: Corresponds to a minor group of rocks identified as mixed lamprophyres. These lithologies present a matrix with aphanitic pink colored and feldspar phenocrysts. In the petrographic thin sections, biotites and olivines replaced by iddingsite were identified. As for accessories opaque minerals calcite and alkali feldspar are present. In the rock structure, there are some zones of weakness presenting a thin to moderate thickness of the soil layer. A moderate presence of organic material and the minerals biotite, olivine, and sodium feldspar have intermediate to low relative chemical stability. The slope is classified as gentle to moderate. Given these elements, Zone 5 is considered to have a moderate to fast weathering rate. The variations in the magnetic susceptibility values are lower than all the igneous rock groups analyzed, varying from 8×10^{-4} to 6×10^{-3} SI.

Zone 6: Corresponds to metavolcanosedimentary rocks. They are composed of an aphanitic matrix and phenocrysts of quartz and biotite. Augites occur, replaced by calcite and chlorite, and also opaque minerals as an accessory. Many fractures are observed, with thin to moderate soil thickness and moderate organic content. The minerals quartz, biotite feldspar sodium are more stable. Given these elements, Zone 6 is considered to have a slow to moderate weathering rate. The variations in the magnetic susceptibility values vary from 2×10^{-4} to 4×10^{-3} SI.

The integrated results allowed to elaborate a synthesis for each provided zone and Table 2 shows the main described lithologies, weathering the rates, and magnetic susceptibility ranges.

Zone	Lithology	Weathering rate	Magnetic susceptibility (SI) – Zago (2021)
Z1	Sandstones, conglomerates,	Slow	4×10^{-4} a 3×10^{-3}
Z2	Weathered Andesites	Fast	7×10^{-3} a $0,5 \times 10^{-2}$
Z3	Basalts	Moderate to fast	$0,5 \times 10^{-3}$ a $0,5 \times 10^{-2}$
Z4	Andesites	Slow	$3,5 \times 10^{-2}$ a 2×10^{-1}
Z5	Mixed Lamprophyr	Moderate to fast	8×10^{-4} a 6×10^{-3}
Z6	Metavolcanosedimentar	Slow to moderate	2×10^{-4} a 4×10^{-3}

Table 2 - Magnetic susceptibility defined zones, lithologies, and associated weathering rate for rocks and minerals in the study area.

The rock's magnetic susceptibility ranges according to Figure 7 constitute a compilation based on Clark and Emerson (1991) and Clark et al. (1992)

and the measurements of magnetic properties of the rocks of Exploration Division and Mining from

the *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* (CSIRO). These records were made in the last 46 years and have recently been published with some adaptations by Dentith and Mudge (2014) and Hinze et al., (2013).

According to Clark (1997), each type of rock exhibits a wide range of susceptibility and the values are not diagnostic of lithologies. The names of known classic rocks are too broad to be useful in classifying magnetic properties. This occurs because the susceptibility of major rocks reflects the abundance of accessory minerals. As an example, we can cite the magnetites are ignored in the lithological classification. However, there is significant geological information on the basic magnetic properties, especially if a large number of samples are collected for a given study (representativeness) and if the measurements are complemented by petrological analysis to characterize the composition and microstructure of the magnetic minerals. An example is the magnetic minerals in a metaigneous rock that are sensitive to its geological history, including magma petrogenetic affinities, differentiation degree, emplacement conditions, the degree and type of hydrothermal alteration, and the metamorphism conditions (temperature, pressure, oxygen fugacity, water, sulfur, CO₂, among others). Differences in magnetic properties can, therefore, reflect subtle variations in some or all of these influences.

For the proposed in this study, magnetic susceptibility measured values only from rocks found in the study area were separated to perform a correlation with the values of magnetic susceptibility measured in outcrops and hand samples (Figure 7).

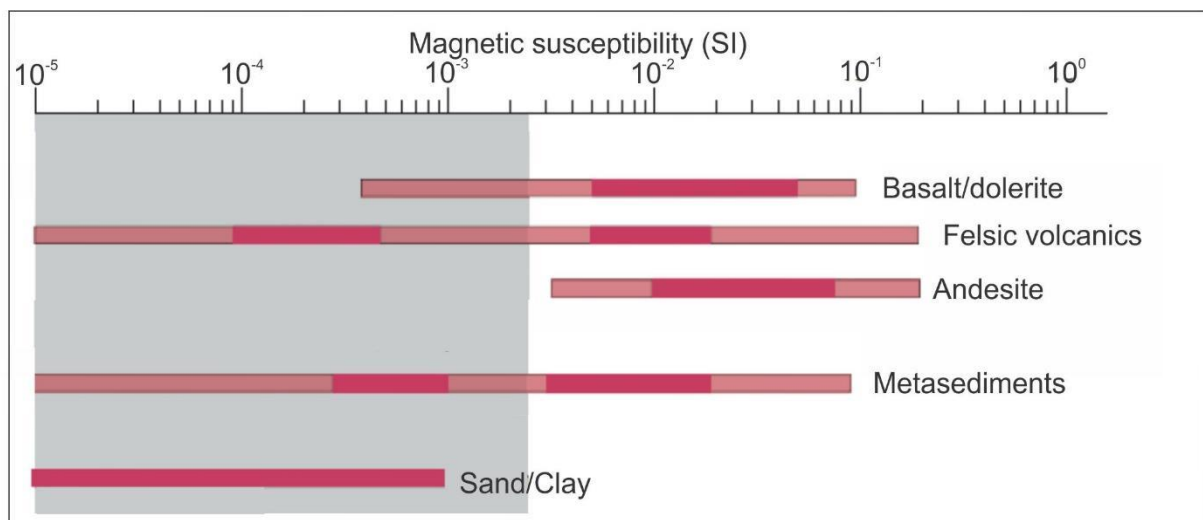


Figure 7 - Average range (minimum and maximum values) of magnetic susceptibility (SI) for the study area rocks. The darker bars (magenta) indicate the highest values of susceptibility occurring in the rocks. Gray shaded area represents the paramagnetic magnetization known limit (Adapted from Dentith and Mudge, 2014; Hinze et al., 2013).

The magnetic susceptibility ranges of the defined zones by Zago (2021) (see Figure 6 and Table 2) were inserted into the standard magnetic susceptibility table as shown below in Figure 8. In general, the susceptibility values ranges amplitudes behave similarly to the established standard known values (ranges). Thus, in some zones, the weathering rates play as an attenuation element over the signal.

The sands/clays are within the standards values. This result was expected because the weathering rate in Z1 was classified as slow, thus preserving its magnetometric signature.

Weathered andesites (Z2) classified as fast weathering rate showed a magnetic susceptibility signal attenuation in comparison with the andesite bar as presented in Figure 7. For this reason, an additional bar was created considering this group. Z2 is strongly related to weathering factors, both in its constituent minerals (observed in photomicrographs) and in-field observations. The presence of drainages and a thick soil layer corroborates this analysis.

In the basalts (Z3) it is observed that the magnetic susceptibility values are positioned at the left end of the bar and below the established values having the major occurrences (the magenta portion of the bar). This behavior is correlated to a weathering rate (moderate to fast).

In the andesites (Z4) the weathering rate was classified as slow. It has a direct correlation with values located at the left end of the magnetic susceptibility limit bar for andesites (Figure 7).

Mixed lamprophyres (Z5) the magnetic susceptibility values measured in the field are within the standard values for rocks with similar characteristics. They were classified as having a moderate to fast weathering rate. This occurs due to the higher percentage of described felsic minerals. The magnetic susceptibility values are comparable with the variations attributed to the felsic volcanic rocks.

The metavolcanosedimentary rocks (Z6) were classified with a slow to moderate weathering rate and the range of values obtained from field measurements has a direct correlation with those values established in Figure 7.

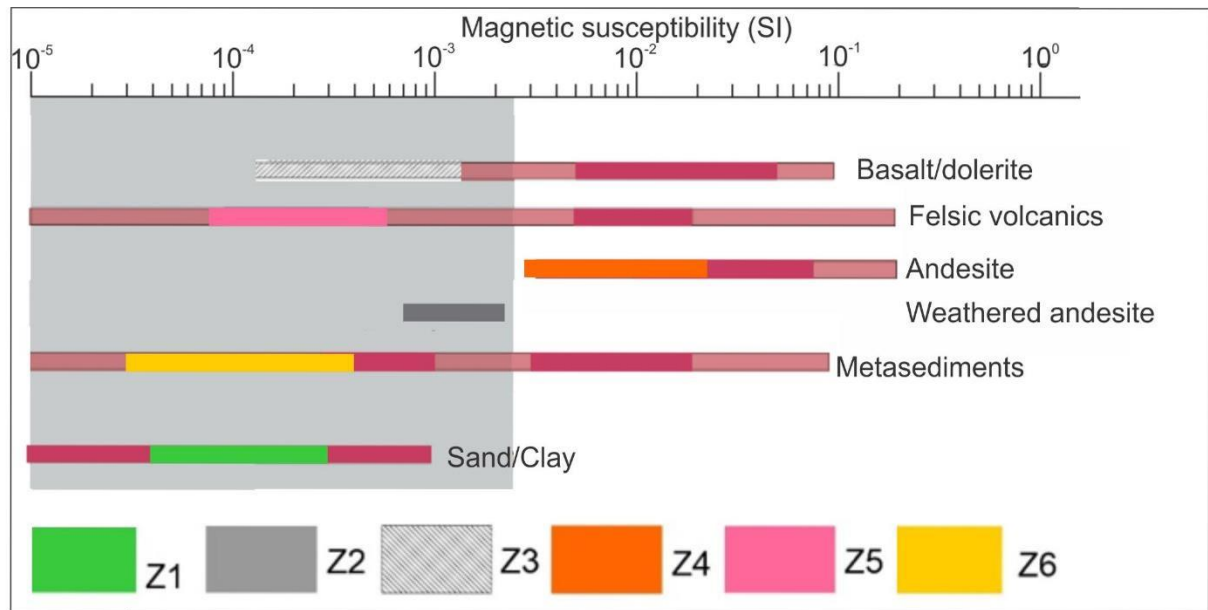


Figure 8 - Integration of the results obtained in the study from the magnetic susceptibility ranges values widely known in the literature (Adapted from Dentith and Mudge, 2014; Hinze et al., 2013). Complementary is shown and compared to the values (ranges) measured in the study area. Gray shaded domain and limits correspond to the paramagnetic minerals magnetic susceptibility values.

Phase 3

After determining the correlation of the measured magnetic susceptibility in outcrops with the geological aspects (direct data), aerial and ground geophysics data were used. The intention is to understand the weathering rate effect (series of previously analyzed factors) causes to the observed magnetic observed responses (rocks magnetic signatures). Specifically, an emphasis on the quality of data resolution at different scales of geophysical applied data was adopted. Figure 9 presents a map with the ground survey profiles (measurements) available in Zago (2021). Besides, for comparative and analysis purposes, the 7 aerial magnetometry profiles (flight path lines) acquired by CPRM (2010) are presented. Overlaying, we present the zones Z1 to Z6 and their limits (polygons) as a direct result of magnetic susceptibility measurements and weathering rates analysis.

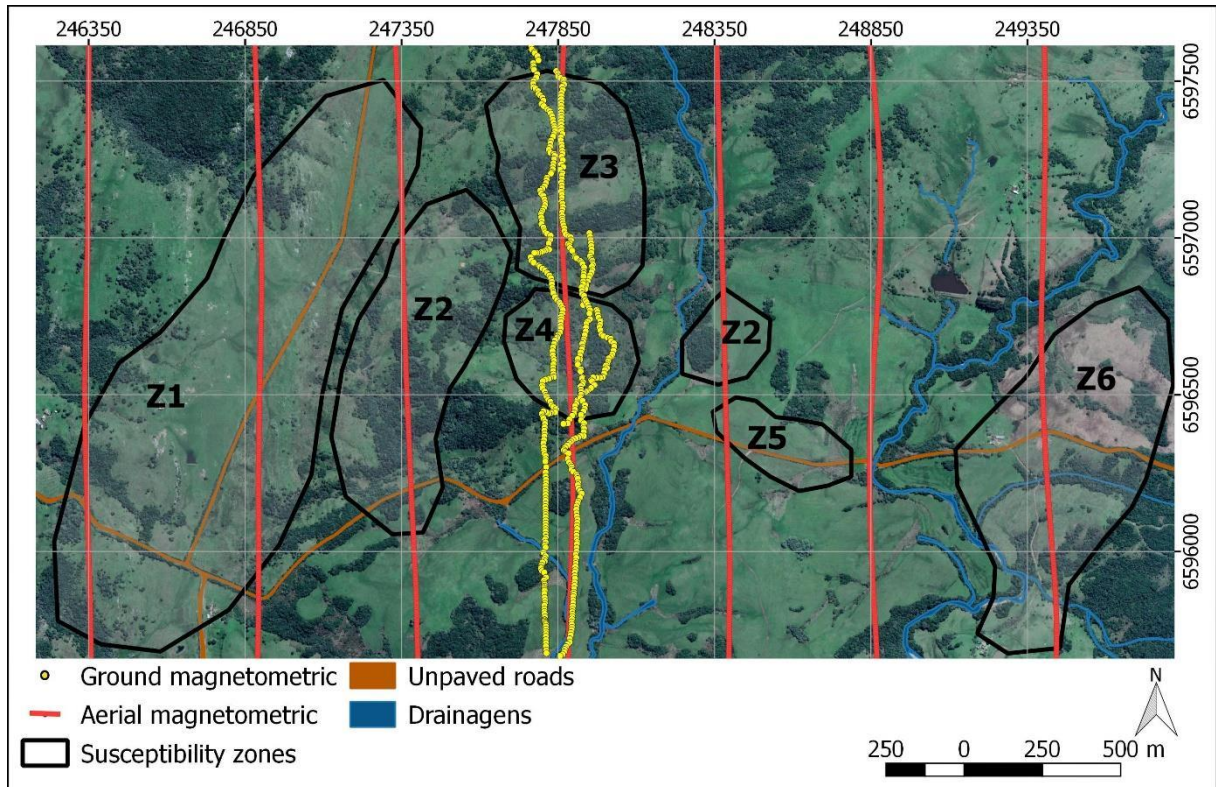


Figure 9 - Study area map presenting the ground geophysical acquisition (yellow dots) and aerial flight paths (red lines). Polygons (black lines) represent the measured magnetic susceptibility zones and their limits.

To analyze and evaluate the magnetic signatures quality and related responses a criterion was determined to the geophysical data processing. We used the slightest mathematical manipulation in the raw data (detected measurements). This approach has been adopted both for aerial geophysical (CPRM, 2010) and for ground survey acquisition in the field. The objective was to extract as much information as possible from the original values allowing a direct correlation with the magnetic susceptibility values measurements. Manual corrections, and/or smoothing filters were also not applied. The aeromagnetometric data provided by CPRM (2010) are already previously preprocessed and reduced the IGRF. To better results and consistency, we used only the TMI data from the interest study area. Considering the distance between flight paths lines 500 meters), we adopted a 125 meters cell size. This corresponds to $\frac{1}{4}$ of the maximum distance from measured data (500m). The generated grid and respective anomalies were generated using the bi-directional kriging technique/interpolator.

Additionally, it was applied an interpretation method known as Apparent Susceptibility Mapping (Grant, 1973). This method was later improved by Yunsheng et al. (1985). The objective was to generate an “Apparent Susceptibility” map. Such a product can be useful for geological interpretation in Precambrian shields, where strong magnetic contrasts occur in exposed rocks, near the surface or covered by recent sedimentary rocks (Hinze et al., 2013). The filter “Apparent Susceptibility” performs a reduced to pole, downward continuation to the depth of the source, the geometric effect correction, and division by the total magnetic induced field to produce susceptibility. The susceptibility mapping assumes a simple geometric model and the response is assumed to be caused by vertical-sided-edge prism limits and with infinite depth extension whose horizontal dimensions are equal to the cell-size input. This filter consists of an idealized approach, the reason why it was named “Apparent susceptibility”. The filter operator calculates the apparent magnetic susceptibility of the magnetic sources assuming that the IGRF was subtracted from the input magnetic field before filtering, that there is no remanent magnetization, and the resulting data is in SI unit.

In the Analytical Signal Amplitude (ASA) map generated from TMI data, the magnetic susceptibility zones were inserted as presented in Figure 10a. A visible magnetic anomaly contrast is observed in the area corresponding to the Hilário formation, demarcating only the contact zones/limits with the sedimentary rocks (western portion) and metamorphic rocks (eastern portion). However, it is not possible to distinguish limits between the different volcanic lithotypes (corresponding to zones Z2, Z3, Z4, and Z5). These evidences suggest that the series of factors that compound the weathering rate (Table 2) are attenuating significantly the magnetic anomaly either due to the influence of exposed minerals weathering, weathering conditions, and climatic or, because they are covered by dense vegetation, and soil thickness presence.

From the Total Magnetic Induced Field (TMI) observed anomalies an “Apparent Susceptibility Map” was generated. It is observed and remarkable that some anomalies are similar to the ones measured in the field. At Z4 high observed anomalies presents circular shape geometry boundaries. Zones Z5 and Z6, occurs significant attenuation (lower values). However, the generated magnetic susceptibility values using the filter are not correlatable with those measured in the field (Figure 10b).

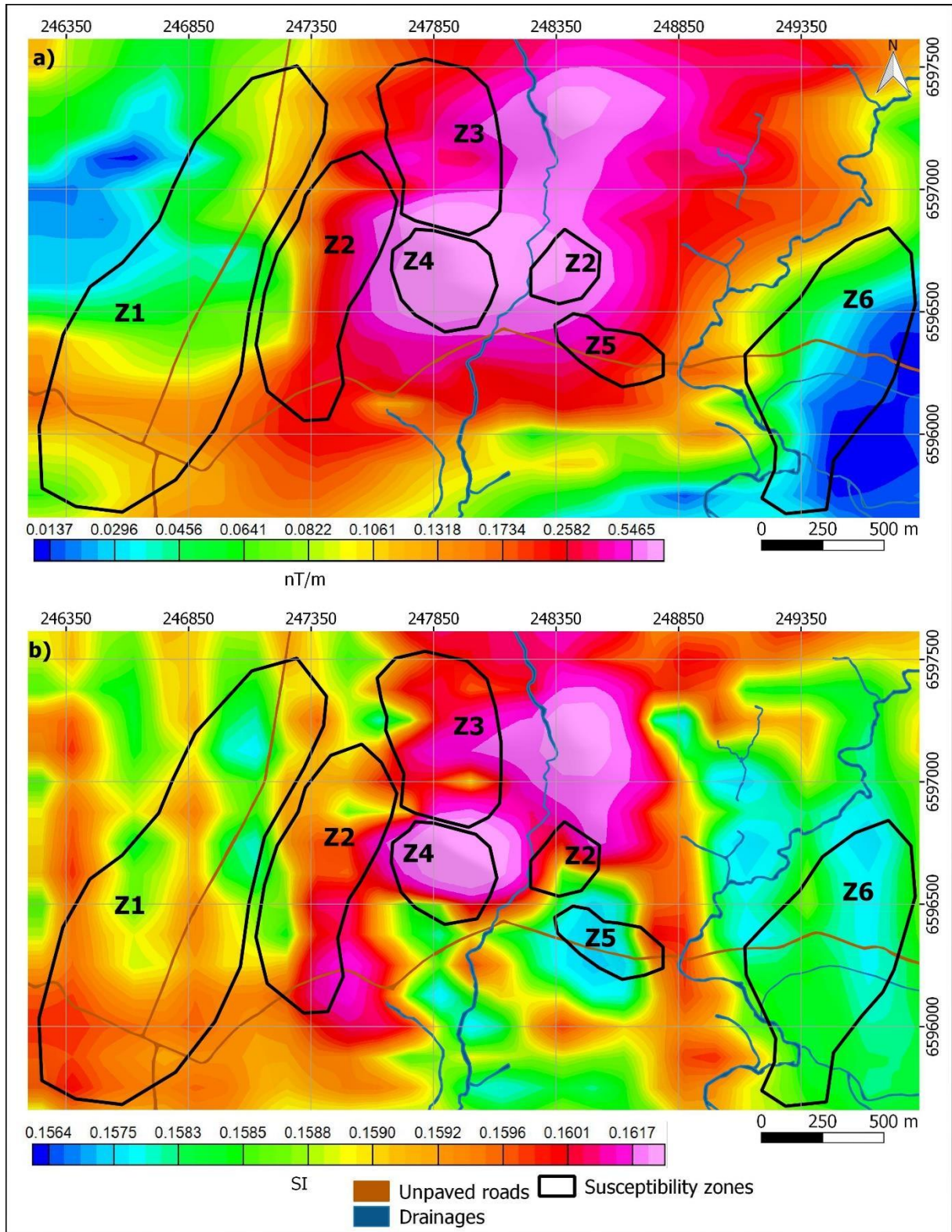


Figure 10 – Aerogeophysical magnetic observed anomalies and applied in the characterization of the weathering rates effects in the magnetometric signatures. In a) Analytical Signal Amplitude anomalies map (ASA) from the Total Magnetic Induced Field (TMI) observed data. b) Apparent Magnetic Susceptibility map obtained from the TMI data. Overlaying the

aeromagnetometric anomalies are the magnetic susceptibility zones measured in the field. Polygons (black lines) represent the determined Z1 to Z6 zones.

It is noticeable that in maps generated from ground magnetometry, there is a considerable increase in magnetic signatures resolution in comparison with aerial data. In the TMI map and observed anomalies CMAT values, high values, and visible contrast (dipole) is detected. Such features are located exactly in the area corresponding to Zone 4 (defined as Slow Rate of Change). In this section, several factors can lead to accentuating and exposing the magnetic signal. This was confirmed by the outcrops and petrographic thin sections description. The main causes are the fact that minerals such as Augites and Andesines are well preserved, the outcrops exposed, without vegetation, and located in higher elevations areas (hills). A significantly higher slope index in these regions is also presented (Figure 11a).

In the Analytical Signal Amplitude anomalies map (ASA) generated from the TMI observed data, it is notable that the demarcations of the lithological bodies (limits) are clearer, and analogous with what was registered in the geological mapping. The Z4 is well defined and in its western portion, there is an overlapping to Z2 (defined as Fast Change Rate). In this region, it is possible to observe a thick soil layer, dense vegetation, and the minerals weathering high rate is significantly influenced the measured geophysical signal (Figure 11b).

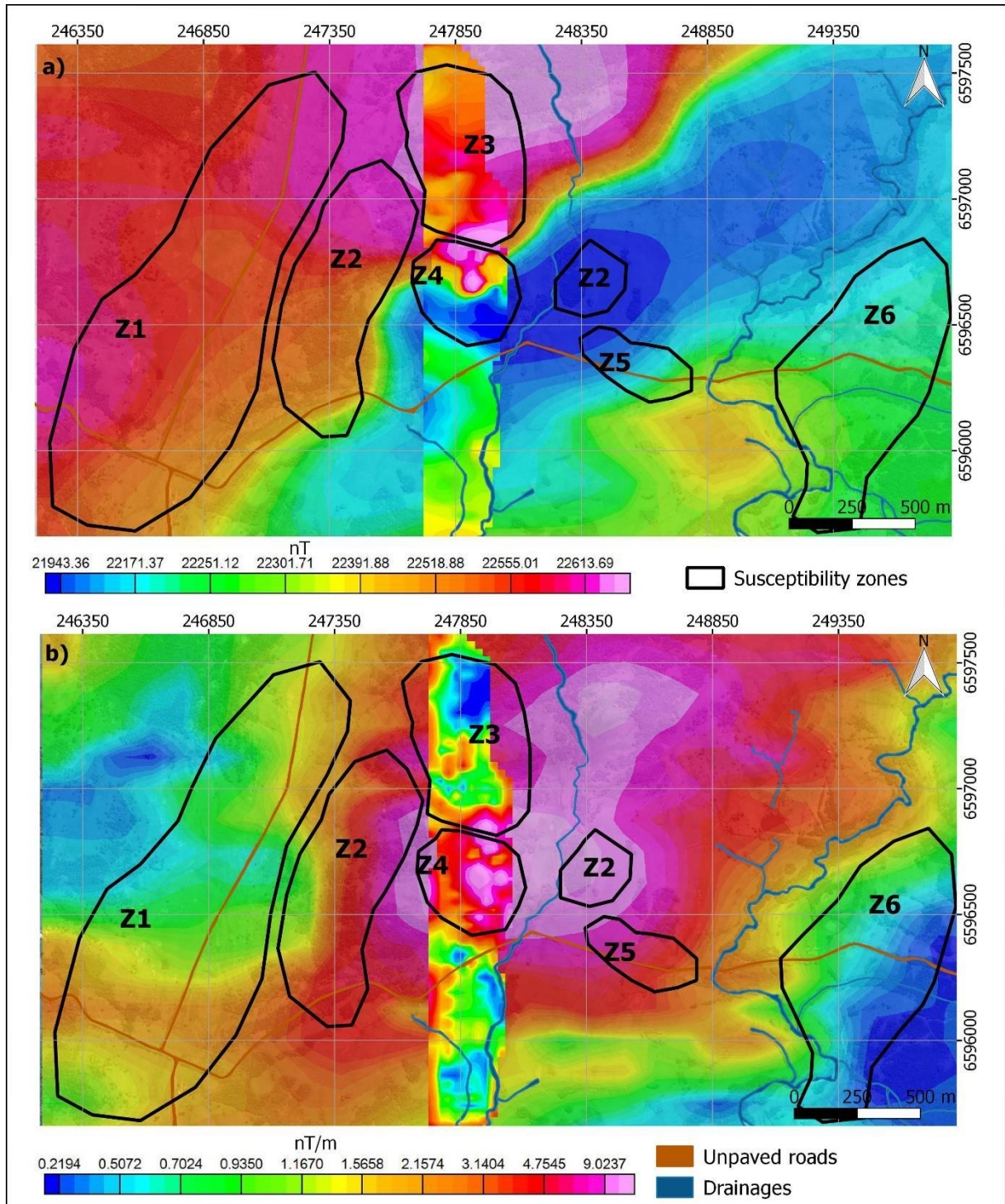


Figure 11 – Ground magnetic observed anomalies overlaid on aeromagnetometric anomalies in characterizing the effects of the rates of change caused on the magnetometric signatures of the area. In a) Total Magnetic Induced Field (TMI) overlaid on aerial TMI anomalies map. Additionally, polygons (black lines) with the susceptibility zones are presented. In b) Analytical Signal Amplitude anomalies map (ASA) from TMI (ground data) overlaid on aerial ASA anomalies map. Polygons (black lines) represent the defined magnetic susceptibility zones.

7 Concluding remarks

The presented results from the geophysical data (ground and aerial) integrated into the study of the morphological terrain characteristics and, in addition, the influence of climate-related to vegetation and soils offered consistent evidence of the need for validation of the magnetic signal quality observed. The signal quality and assessment, using the geophysical observed anomalies in their original form (without over-processing) when overlaid and visualized on the integrated maps, pointed out in a relevant way the attenuation and increase of magnetic responses along the area.

In situ susceptibility measurements represented an important element in the consolidation and establishment of direct parameters. These, are supported by previous lithological data that determined petrographic characteristics (weathered minerals, clays, and soil coverings) that are fundamental in establishing the weathering zones and their limits (Z1 to Z6).

Regarding the further adopted geophysical exploration surveys and acquisition scale to be adopted in similar studies in the region, it was determined that it is not recommended for aeromagnetometric data with a 500 meters flight line spacing. As verified in the results, they are ineffective in helping to identify geological features in a more detailed geological mapping. In this case, a 1: 23000 scale.

It is also suggested, for ground magnetometric surveys, the utilization of acquisitions at most with 120 meters spacing between stations/measurement points to guarantee a good observed anomalies resolution and data quality for effective studies.

Acknowledgments

The authors would like to thank:

The geology department of the Federal University of Paraná (UFPR) for their support through the petrographic thin sections, analysis, descriptions, and laboratories.

The Federal University of Pampa (Unipampa), Petrography Laboratory for the equipment (microscopes) and thin sections descriptions and the Applied Geophysics

Laboratory (LGA) for the geophysical equipment, data acquisition, processing, and all support.

The financial support (scholarship) provided from Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) that was important to the elaboration and execution of this study.

References

Almeida, F.F.M., Hasui Y., Brito Neves., B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1-29.

Almeida, F.F.M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador. BA. *Anal.*..., I, 29-46. 1969.

ASF DAAC - Alaska Satellite Facility Distributed Active Archive Center. 2019. ALOS PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_high_res; Inclui material © JAXA/METI 2011. Disponível em: <https://www.asf.alaska.edu>. Acessado em 11 de março de 2019. DOI: 10.5067/Z97HFCNKR6VA

Chemale, Jr. F., Hartmann, L.A., Silva, L. C. Da. 1995b. Stratigraphy and tectonism of Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communs. Geol. Surv. Namíbia*. 10. 151-166.

Clark, D.A. 1983. Comments on magnetic petrophysics. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 14, 40–62.

Clark, D.A., Emerson, D.W. 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Explor. Geophys.*, 22, 547–555.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2010. Relatório do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, e mapas aerogeofísicos nas escalas 1:100.000 e 1:250.000.

Dentith M.C., Mudge S. 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press 454pp. ISBN-10: 0521809517 ISBN-13: 978-0521809511.

Fambrini, G.L., Fragoso-cesar, A.R.S. 2006. Análise estratigráfica do grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-bacia Camaquã Oriental, RS. *Revista Brasileira de Geociências*. 36 (4). 663-678.

Gastal M.C., Lafon J.M., Fonseca F.J., Magro F.U.S., Remus V.D., Sommer C.A. 2006. Reinterpretação do complexo intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas Vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: Geologia, geofísica e geocronologia (207Pb/206Pb e 206Pb/238U). *Revista Brasileira de Geologia*. 36. 99-113.

Grant, F.S., West, G.F. 1965. Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill.

Grotzinger, J. P., Jordan, T.H. 2014. Understanding Earth. Seventh Edition. 670 p. W. H. Freeman and Company ISBN-13: 978-1-4641-3874-4 ISBN-10: 1-4641-3874-5.

Hartmann L.A., Chemale Jr.F., Philipp R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Org.). In: 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências, Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, RS, pp. 97-123. ISBN: 978859857303-8.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, 5. 257-266.

Hinze W.J., Von Frese R.R.B., Saad A.H. 2013. Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press, New York, 512pp. ISBN: 978-0-521-87101-3

IAEA. - 1991 - Airborne gamma ray spectrometer surveying. International Atomic Energy Agency. Technical Reports Series No. 323. Vienna, Austria.

Janikian, L. 2004. Sequências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. 2004. 189 pp. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozoico III) em sua área-tipo: Litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. Revista Brasileira de Geociências. pp. 347-360.

Kearey P., Brooks M., Hill I. 2009. Geofísica de Exploração. Oficina de textos, São Paulo. 438pp. ISBN:978-85-86238-91-8.

Lima, O. A. L. de. 2014. Propriedades Físicas das Rochas. Bases da Geofísica Aplicada. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica. 342 p. ISBN:978-85-88690-21-9.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. Applied Geophysics. 2ed. Cambridge University Press, New York, 792pp. ISBN-10: 0521339383 ISBN-13: 978-0521339384.

Toniolo, J.A., Gil, C.A.A., Sander, A. 2007. Metalogenia das bacias neoproterozoico-eopaleozoicas do sul do Brasil: Bacia do Camaquã. Projeto BANEO. Porto Alegre.

Pelosi, A.P.M.R., Fragoso-Cesar, A.R.S. 2003. Considerações estratigráficas e paleogeográficas do Grupo Maricá (Neoproterozoico III), Rio Grande do Sul: Revista Brasileira de Geociências. 33(2).

Press, F., Siever, R., Grotzinger, J., Jordan, T.H. 2006. Para entender a Terra. 4ed. Bookman, Porto Alegre, ISBN: 8536306114

Ribeiro, M., Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Ihneríngia, Série Geologia*, Porto Alegre, 5: 19-54.

Weather Spark. 2020. Condições meteorológicas em Caçapava do Sul. Disponível em: <https://pt.weatherspark.com/y/29561/Clima-característico-em-Caçapava-do-Sul-Brasil-durante-o-ano>. Acesso em 26 de agosto de 2020

Yunsheng, S., Strangway, D.W., and Urquhart, W.E.S. 1985. Geologic interpretation of a high-resolution aeromagnetic survey in the Amos-Barraute area of Quebec. In *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*. Society of Exploration Geophysicists, pp. 413–425.

6.3 ANÁLISE DA TÉCNICA DE DECONVOLUÇÃO DE EULER

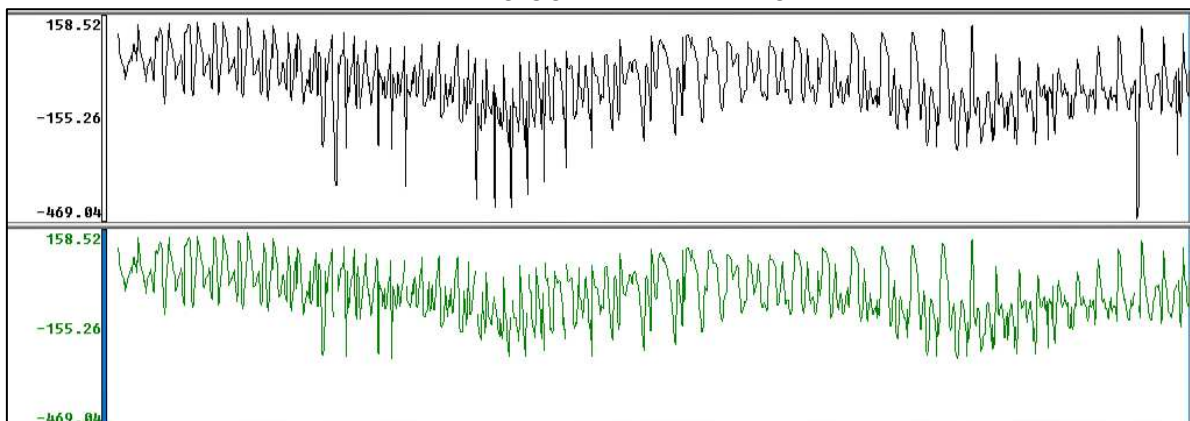
A forte ação do intemperismo e a espessa cobertura de solo principalmente em baixos topográficos na região constituem fatores que prejudicam a identificação de estruturas geológicas e respectivas direções preferenciais. Como foram coletadas diversas informações em campo, estas foram empregadas como balizadoras no entendimento de algumas técnicas de interpretação de dados magnéticos. A técnica denominada de Deconvolução de Euler auxilia na interpretação geológica em três dimensões do delineamento de contrastes magnéticos e no cálculo de profundidade de fontes de anomalias de campos potenciais.

Para o uso da técnica de Deconvolução de Euler foram utilizados o banco de dados de aeromagnetometria CPRM (2010). Inicialmente os dados referentes ao Campo Magnético Anômalo Total (CMAT) corrigidos ao IGRF foram interpolados com o método de mínima curvatura e com tamanho de célula do *grid* estipulado em 60 metros. Para o processamento de dados fez-se necessário inserir parâmetros correlacionados com a geometria das feições em superfície e, em relação ao levantamento de dados aéreos. Para esta área em questão, foi considerado o valor de 1 (índice estrutural padrão para o sinal do campo magnético em falhas e fraturas).

Foi selecionado uma altura de voo de 270 metros no processo (média da altitude barométrica da área prioritária). Este parâmetro é importante para maior acuracidade do cálculo da profundidade das anomalias. Foram inseridos uma tolerância de profundidade máxima permitida de 8 %, que significa que todas as soluções de profundidade com estimativa de erro menor do que 8 % serão aceitas. Foi considerado um tamanho de janela igual a 10 para calcular as soluções de Euler, o valor corresponde à dimensão de aresta nas células do *grid*. O último parâmetro de entrada necessário para a execução da técnica de Deconvolução de Euler corresponde a elevação do plano de observação. Este, corresponde a elevação média em que foi executado o levantamento de dados aeromagnetométricos barométricos. As profundidades são informadas em uma tabela final como elevações subtraindo a profundidade do modelo da elevação do levantamento.

Após o processamento dos dados foi necessário utilizar uma ferramenta de refinamento dos valores de profundidade de Euler. Foram desconsiderados alguns valores de profundidades fora do padrão do banco de dados (FIGURA 30).

FIGURA 30 – NO GRÁFICO ACIMA ESTÃO OS DADOS SEM REFINAMENTO E NO GRÁFICO ABAIXO COM REFINAMENTO.

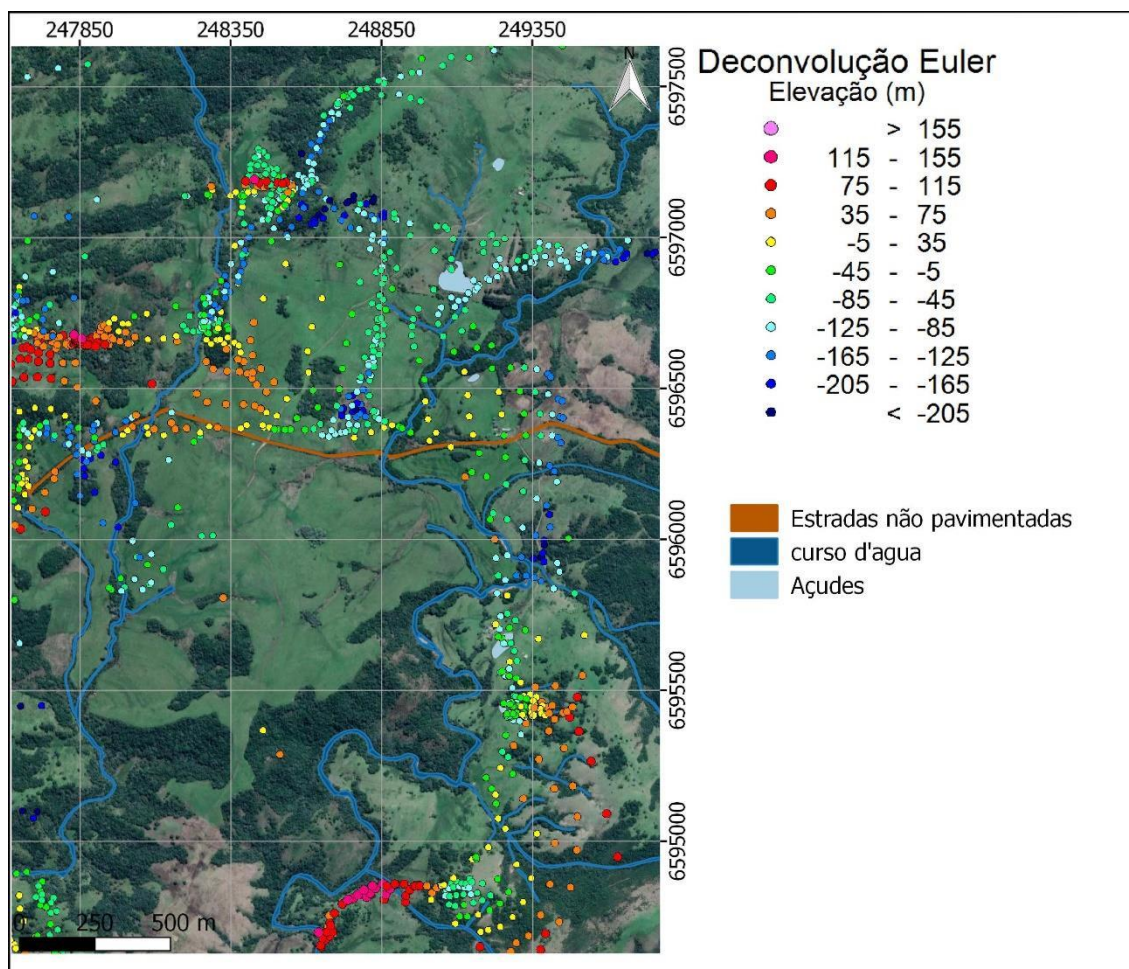


FONTE: A autora (2021).

Na FIGURA 31 foram inseridos os pontos coloridos correspondentes a Deconvolução de Euler sobreposto a uma imagem de satélite da área de estudo juntamente com as demarcações de drenagens, açudes e estradas não pavimentadas. Cada cor corresponde a uma variação de profundidade 40 metros.

Na interpretação e discussão dos resultados obtidos a partir da Deconvolução de Euler serão consideradas basicamente duas regiões. A porção Leste da área, caracterizada por drenagens de grande porte e uma falha descrita por Toniolo Gil e Sander (2007). E a porção NW onde foram visitados diversos afloramentos e realizado perfis geofísicos terrestres. Uma característica marcante para a região, consiste no contraste topográfico (geomorfológico) observado a partir do mapa de classes de relevo representado pelas classes de declividade em porcentagem.

FIGURA 31 – DECONVOLUÇÃO DE EULER SOBREPOSTO POR IMAGEM DE SATÉLITE, DRENAGENS E DEMARCAÇÃO DE ESTRADAS NÃO PAVIMENTADAS.



FONTE: Adaptado de Google Earth (2020).

Para uma melhor visualização das feições geradas por Euler integrados com as feições geológicas e de declividade, os pontos de Euler foram padronizados na cor azul (FIGURA 32).

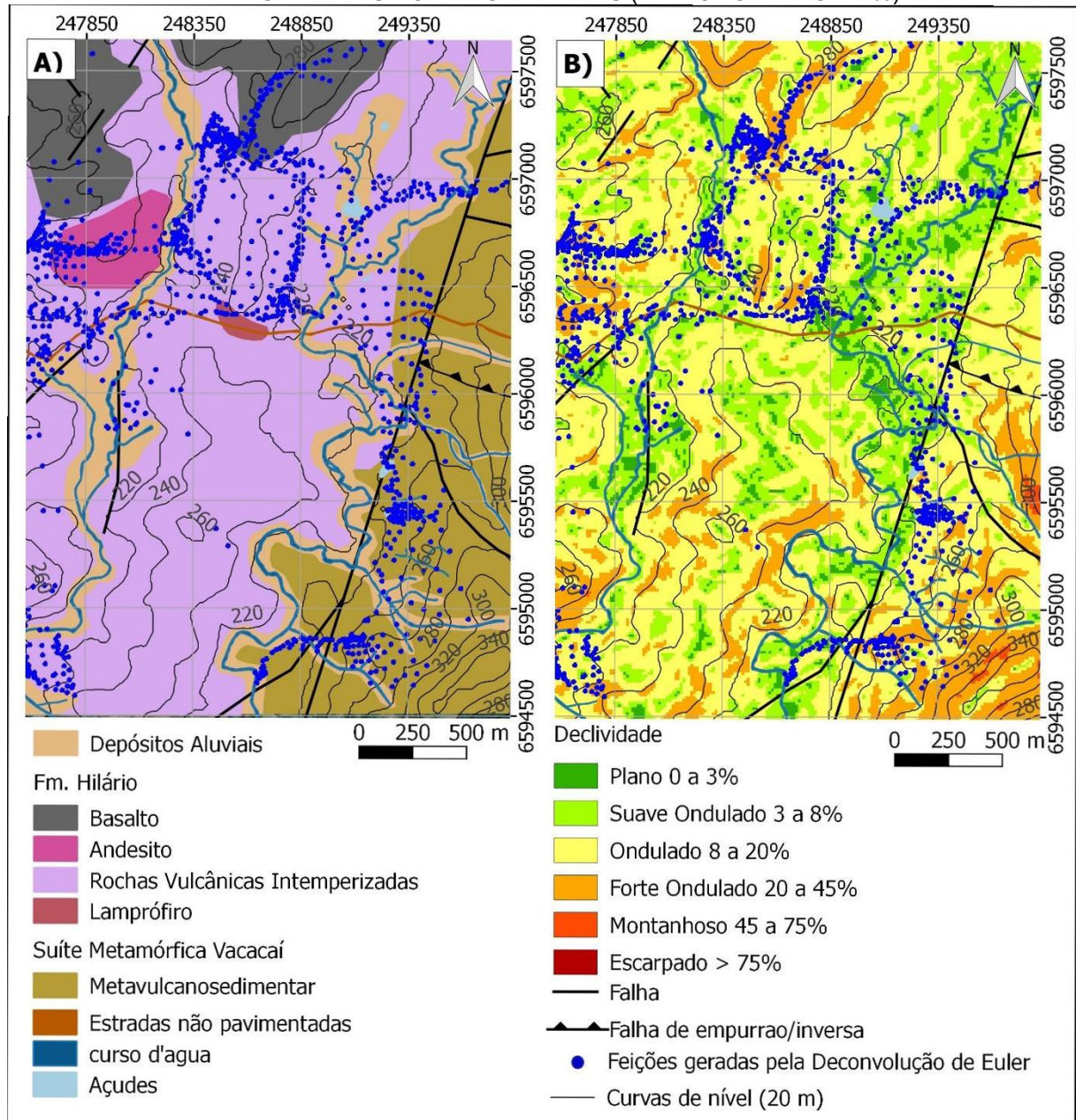
Na FIGURA 32 A as feições geradas pela Deconvolução de Euler estão sobrepostas ao mapa geológico (Escala 1:25.000). A correlação mais significativa encontra-se na porção Leste do mapa, onde ocorrem drenagens com direção preferencial N-S e contatos litológicos entre rochas vulcânicas e metavulcanossedimentares. Toniolo, Gil e Sander (2007) demarcaram uma falha de direção NE-S que está relacionada com a geomorfologia das drenagens. A Euler demarca continuidades correlacionáveis com as direções de falhamentos e drenagens.

Na FIGURA 32 B a Euler e feições marcadas, está sobreposta pelas classes de relevo representadas por declividades em porcentagens (%). Observa-se que foram obtidas feições de Euler majoritariamente em áreas planas correlacionáveis com as drenagens e com falhas e, em áreas com declive identificado como Forte

Ondulado (20 a 45 %), que podem ter correlação com fraturas e contatos litológicos. A partir da análise dos mapas da FIGURA 32 conclui-se que a partir da integração de informações litológicas, estruturais e de classes de relevo é possível identificar direções preferenciais de descontinuidades a partir de mapas de Deconvolução de Euler.

Entretanto, é importante que haja uma integração de informações diretas de campo para resultados mais eficazes e uma análise mais criteriosa.

FIGURA 32. EM A) MAPA DE PONTOS DE DECONVOLUÇÃO DE EULER SOBREPOSTO POR LITOLOGIAS, ESTRUTURAS GEOLÓGICAS, DRENAGENS E CURVAS DE NÍVEL, EM B) MAPA DE PONTOS DE DECONVOLUÇÃO DE EULER SOBREPOSTO POR CLASSES DE RELEVO REPRESENTADAS POR DECLIVIDADES (EM PORCENTAGEM %).



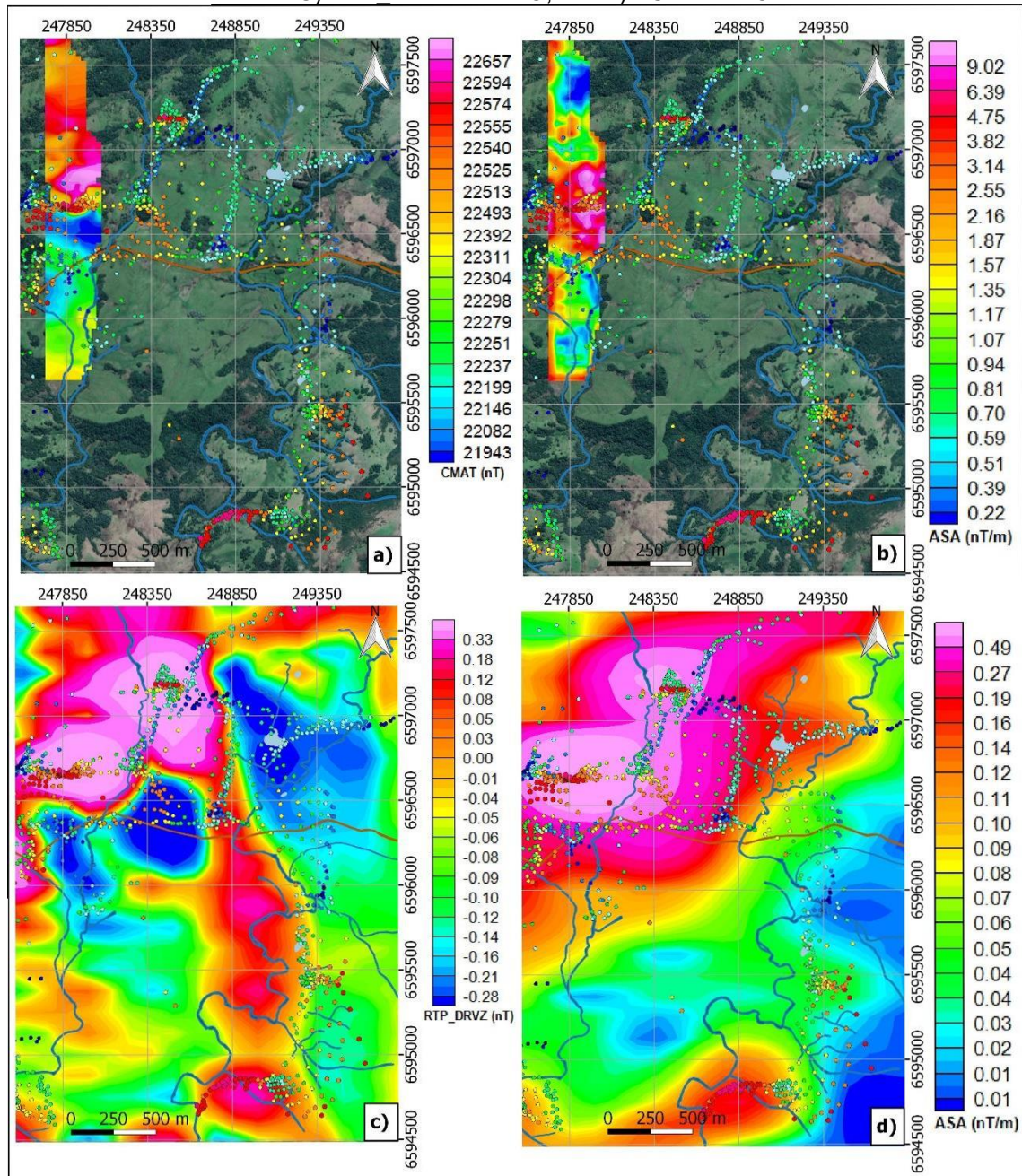
FONTE: A autora (2021).

Na Figura 33 A os pontos de Deconvolução de Euler estão sobrepostos pelo mapa de Campo Magnético Anômalo Total (CMAT) dos dados geofísicos terrestres. Observa-se que a Deconvolução de Euler acompanha a demarcação de anomalias dipolares. Na FIGURA 33 B também é possível observar uma demarcação com feições geradas por Euler na direção E-W na região central da anomalia. Essas características correlacionadas com a classificação da declividade do terreno em Forte Ondulado são fortes indicativos de que ocorre uma zona de fratura com direção E-W.

Para complementar a análise da Deconvolução de Euler utilizando mapas geofísicos, a integração com mapas de aeromagnetometria foi realizada. Na Figura 33 C foram utilizados alguns recursos para realçar as feições anômalas localizadas em profundidade. Foi utilizado uma derivada vertical em Z em cima do mapa de redução ao polo (RTP_DRVZ). Observa-se que a falha localizada na porção Leste demarcada por feições Euler também foi demarcada pelo mapa RTP_DRVZ. Entretanto, na porção NW do mapa (onde foi realizado aquisição de dados geofísicos terrestres) não foi possível correlacionar a anomalia gerada com feições Euler. O mesmo pode ser visualizado no mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) na FIGURA 33 D, a anomalia permanece sem resolução suficiente para demarcar e acompanhar a feição gerada por Euler e na porção Leste também não delimita com precisão as feições Euler, assim como o mapa RTP_DRVZ.

Com o observado, o mapa de Deconvolução de Euler associado a informações de litologias, declividade, mapas geofísicos (aéreo e terrestre) ofereceu feições geradas por Euler correlacionáveis as discontinuidades geológicas (falhas e fraturas). O uso de recursos matemáticos por meio do RTP_DRVZ mostrou-se útil no auxílio a interpretação da falha demarcada na porção Leste. No entanto, não apresentou resolução suficiente para demarcar falhas e estruturas identificados somente com os mapas geofísicos terrestres. Para este caso, o mapa ASA não mostrou-se satisfatório tanto para a demarcação da falha da porção Leste, quanto para a porção NW onde foi realizado uma aquisição geofísica terrestre.

FIGURA 33 – MAPAS GEOFÍSICOS EM A) CMAT TERRESTRE, EM B) ASA TERRESTRE, EM C) RTP_DRVZ AÉREO, EM D) ASA AÉREO.



FONTE: A autora (2021).

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O entendimento das assinaturas magnetométricas das rochas e seus constituintes minerais torna-se um grande desafio quando, a partir da coleta de inúmeras informações diretas em campo, fica evidente o quão complexo é um ambiente geológico. Com base em um estudo criterioso apresentado no artigo foi possível concluir que as anomalias magnéticas são influenciadas a partir da intensidade das taxas de alteração dos minerais controladas majoritariamente por ações intempéricas.

A partir da caracterização da área de estudos com dados geofísico/geológicos conclui-se que, para estudos em escala de detalhe (1:25.000) as anomalias geradas por mapas de aeromagnetometria não são satisfatórios. A assinatura magnética é atenuada e os fatores que influenciam são basicamente a densa espessura de solo e cobertura vegetal e ações intempéricas.

Foram, complementarmente no reconhecimento de estruturas e descontinuidades, obtidos resultados aplicando-se a técnica de Deconvolução de Euler. A correlação de feições geradas com Euler, a declividade do terreno e direções preferenciais das drenagens permitiram identificar correlações com descontinuidades geológicas como falhas e fraturas. Por fim, são testadas algumas técnicas de aprimoramento de anomalias como uma derivada vertical em Z aplicada à redução ao polo (RTP_DRVZ) que se mostraram satisfatórias na correlação com feições Euler apenas em uma falha de caráter regional. Entretanto, não foi possível identificar direções de fraturas, as quais foram identificadas a partir de mapas de magnetometria terrestre. A aplicação da técnica ASA não foi satisfatória para a correlação com a deconvolução de Euler.

O uso da geofísica como ferramenta no auxílio a identificação de limites litológicos e descontinuidades geológica deve ser empregado com cuidado. São inúmeros os fatores que modificam as propriedades físicas das rochas e seus constituintes minerais. Nem sempre a assinatura magnetométrica reflete a susceptibilidade magnética apenas da rocha, deve se levar em conta os fatores associados a ela como o grau de intemperismo, cobertura de solo e vegetação que atenuam significativamente o sinal geofísico. O uso de dados geofísicos provenientes de levantamentos com espaçamento entre perfis amplos, como no caso da aeromagnetometria da CPRM (2010) com 500 metros de espaçamento entre perfis (linhas de voo) não devem ser utilizados para a caracterização de uma área de estudo

em escala de detalhe (1:23.000) devido à forte relação sinal/ruído apresentado pelas anomalias. Por fim, o uso excessivo de artifícios matemáticos a partir de técnicas de aprimoramento de anomalias auxiliam parcialmente no reconhecimento de feições geológicas em campo. São eficazes para estruturas de grande porte como a falha identificada na porção Leste, mas são ineficazes para a identificação de feições em detalhe.

REFERÊNCIAS

- ALLINGHAM, J.W. Low-amplitude aeromagnetic anomalies in southeastern Missouri. **Geophysics**, v. 29, p.537–552. 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador. BA. **Anais...** v.I, p. 29-46. 1969.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI Y.; Brito Neves.; B.B., Fuck R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 1-29. 1981.
- ARKANI-HAMED, J.; STRANGWAY, D.W. Magnetic susceptibility anomalies of the lithosphere beneath Europe and the Middle East. **Geophysics**, v. 51, p. 1711–1724. 1986.
- ASF DAAC - Alaska Satellite Facility Distributed Active Archive Center. 2019. ALOS PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_high_res; Inclui material © JAXA/METI 2011. Disponível em: <https://www.asf.alaska.edu>. Acessado em 11 de março de 2019. DOI: 10.5067/Z97HFCNKR6VA
- ATCHUTA RAO, D.; RAM BABU, H.V.; SANKER NARAYAN, P.V. Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: the complex gradient method. **Geophysics**. v. 46. p. 1572 – 1578. 1981.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R. & SILVA, L.C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, v.24(5), p.439-442. 1996.
- BANDY, W.L.; GANGI, A.F.; MORGAN, F.D. Direct method for determining constant corrections to geophysical survey lines for reducing mis-ties. **Geophysics**, v. 55, p. 885–896. 1990.
- BARANOV, V. A new method for interpretation of aeromagnetic maps; pseudo-gravimetric anomalies. **Geophysics**, v. 22, p. 359–383. 1957.
- BEAN, R.J. A rapid graphical solution for the aeromagnetic anomaly of the two-dimensional tabular body. **Geophysics**, v. 31, p. 963–970. 1965.
- BITENCOURT, M. DE F. Metamorfitos da região Caçapava do Sul, RS - Geologia e relações com o corpo granítico. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. 1, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre, SBG, p. 37-49. 1983.
- BREINER, S. 1973. **Applications Manual for Portable Magnetometers**. Geometrics Co.
- CARAVACA G. **Estratigrafia, faciologia e proveniência dos alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS: uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã**. 1998. 274 f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 1998

CHEMALE, JR. F.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L. C. DA. Stratigraphy and tectonism of Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Communs. Geol. Surv. Namibia**. v.10. p. 151-166. 1995b.

CHEMALE, JR., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.): **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 13-52. 2000.

CLARK, D.A. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. **Journal of Australian Geology & Geophysics**. v. 17(2). p.83-103. 1997.

CLARK, D.A.; EMERSON, D.W. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. **Exploration Geophysics**. v. 22. p. 547–555. 1991.

Clark, D.A.; French, D.H.; Lachie, M.A.; Schmidt, P.W. Magnetic petrology: Application of integrated rock magnetic and petrological techniques to geological interpretation of magnetic surveys. **Exploration Geophysics**. v. 23. P. 65-68. 1992

CLEMENT, W.G. Basic principles of two-dimensional digital filtering. **Geophysics**, v. 21, p. 125–145. 1973.

COOPER, G.R.J. Obtaining dip and susceptibility information from Euler deconvolution using the Hough transform. **Comput. Geosci.**, v. 32, p. 1592–1599. 2006.

CONSTABLE, S. Geomagnetism; in Kono. M. (ed.), Geomagnetism. **Treatise of Geophysics**, v.5, p. 237–276. 2007.

CORDELL, L.; MCCAFFERTY, A.E. A terracing operator for physical property mapping with potential field data. **Geophysics**, v. 54, p. 621–634. 1989.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Relatório do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, e mapas aerogeofísicos nas escalas 1:100.000 e 1:250.000. p. 260. 2010.

DEAN, W.C. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. **Geophysics**, v. 23, p. 97–127. 1958.

DEBEGLIA, N.; CORPEL, J. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. **Geophysics**. v. 6. p. 87–96. 1997.

DENTITH, M.C.; MUDGE S. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**. Cambridge University Press 454pp. ISBN-10: 0521809517 ISBN-13: 978-0521809511. 2014.

FAMBRINI, G.L. **O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozoico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul**. 2003. 293 f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2003.

FAMBRINI, G.L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; RICCOMINI, C.; JANIQUIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; PELOSI A.P.M.R. Tectônica extensional sin-deposicional na Formação Santa Bárbara, Bacia do Camaquã, RS (Neoproterozoico III- Cambriano Inferior). In: SBG/ABGP, Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 8, Recife, **Anais...** p. 149-150. 2001.

FAMBRINI, G.L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. Análise estratigráfica do grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-bacia Camaquã Oriental, RS. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 36 (4). p.663-678. 2006.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S. **Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. 1991. 366 f. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1991.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI, JR. E. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Salvador. **Anais...** SBG. v.1, p.1-12. 1982.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; LAVINA, E.L.; PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F. A antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** p. 3272-3280. 1984.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L.; RICCOMINI, C.; JANIQUIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; PELOSI, A.P.M.R.; MACHADO, R. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Sequencia Santa Bárbara (Neoproterozoico III-Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: O exemplo do Passo da Capela. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31(2). p. 155-162. 2001.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; ALMEIDA, R.P.; PELOSI, A.P.M.R.; JANIQUIAN, L.; FAMBRINI, G.L. Grupo Camaquã (Neoproterozoico III-Eopaleozoico):a cobertura anorogênica do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia., 41, João Pessoa, PB. **Anais...** p307. 2002.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L.; PAES DE ALMEIDA, R.; PELOSI, A.P.M.R.; JANIQUIAN L. A Bacia do Camaquã: Um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozoico III - Eopaleozoico no Rio Grande do Sul. In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. **Boletim de Resumos**. p.139-144. 2003.

GASTAL, M.C.; LAFON, J.M.; FONSECA, F.J.; MAGRO, F.U.S.; REMUS, V.D.; SOMMER, C.A. Reinterpretação do complexo intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas Vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: Geologia, geofísica e geocronologia (207Pb/206Pb e 206Pb/238U). **Revista Brasileira de Geologia**. v. 36. p. 99-113. 2006.

GAY, S.P. Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies. **Geophysics**, v. 28, p. 161–200. 1963.

GOOGLE EARTH. V. 6.2.2.6613. (January, 11, 2018). Caçapava do Sul, RS, Brazil. 30°44'44.72"S, 53°38'29.73"O, Eye alt 207 meters. CNES/Airbus. Maxar Technologies 2020. Disponível em: <https://earth.google.com>. Acesso em 28 de abril de 2020.

GRANT, F.S.; MARTIN, L. Interpretation of aeromagnetic anomalies by use of characteristic curves. **Geophysics**, v. 31, p. 135–148. 1966.

GRAUCH, V.J.S.; CORDELL, L. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient or pseudogravity data. **Geophysics**, v. 52, p. 94–107. 1987.

GREEN, A.G. A comparison of adjustment procedures for leveling aeromagnetic survey data. **Geophysics**, v. 48, p. 745–753. 1983.

GRESSE, P.G.; CHEMALE, JR. F.; SILVA, L.C.; WALRAVEN, F.; HARTMANN, L.A. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. **Basin Res.**, v. 8(2). p. 157–171. 1996.

GROTZINGER, J. P.; JORDAN, T.H. Understanding Earth. Seventh Edition. 670 p. W. H. Freeman and Company ISBN-13: 978-1-4641-3874-4 ISBN-10: 1-4641-3874-5. 2014.

GUNN, P.J. An algorithm for reduction to the pole that works at all magnetic latitudes. **Exploration Geophysics**, v. 26, p. 247–254. 1995.

GUPTA, V.K.; FITZPATRICK, M.M. Evaluation of terrain effects in ground magnetic surveys. **Geophysics**, v. 36, p. 582–589. 1971.

HARTMANN, L.A.; NARDI, L.V.S.; FORMOSO, L.L.; REMUS, M.V.D.; LIMA, E.F.; MEXIAS, A.S. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil. **Pesquisas**, 26:45-63. 1999.

HARTMANN, L.A.; PHILIPP, R.P.; LIU, D.; WANG, L.; SANTOS, J.O.S.; VASCONCELLOS, M.A.Z. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian shield. **International Geology Review**, v. 46. p. 127-157. 2004.

HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; SANTOS, J.O.S. & VASCONCELLOS, M.A.Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 47. p. 829-844. 2000.

HARTMANN, L.A.; SANTOS, J.O.S.; PHILIPP, R.P., MCNAUGHTON, N.J. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. **Gondwana Research**. v. 19. p. 84-99. 2011.

HARTMANN L.A., CHEMALE JR.F., PHILIPP R.P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Org.). In: **50 anos de**

Geologia: Instituto de Geociências, Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, RS, pp. 97-123. ISBN: 978859857303-8. 2007.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, pp. 257-266. 1975.

HINZE, W.J.; VON FRESE, R.R.B.; SAAD, A.H. **Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications**. Cambridge University Press, New York, 512pp. ISBN: 978-0-521-87101-3. 2013

HEILAND, C.A. **Geophysical Exploration**. Prentice-Hall. 1940.

HSU, S-K. Imaging magnetic sources using Euler's equation. **Geophysics Prospection**, v. 56, p. 15–25, 2002.

HUANG, H. Airborne geophysical data leveling based on line-to-line correlations. **Geophysics**, v. 73, p. 83–89. 2008.

IAEA. Airborne gamma ray spectrometer surveying. International Atomic Energy Agency. Technical Reports Series No. 323. Vienna, Austria. 1991.

JANIKIAN L. **Sequências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul**. 2004. 189 f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 2004.

JANIKIAN L.; ALMEIDA R.P.; FRAGOSO-CESAR A.R.S.; FAMBRINI G.L. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozoico III) em sua área-tipo: Litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**. p. 347-360. 2003.

KEAREY P.; BROOKS M.; HILL I. **Geofísica de Exploração**. Oficina de textos, São Paulo. 438pp. ISBN: 978-85-86238-91-8. 2009.

LANGEL, R.A.; HINZE, W.J. **The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere**. Cambridge University Press. 1998.

LAPOINTE, P.; CHOMYN, B.A.; MORRIS, W.A.; COLES, R.A. Significance of magnetic susceptibility measurements from the Lac Du Bonnet Batholith, Manitoba, Canada. **Geoexploration**, v. 22, p. 217–229. 1984.

LARSSON, L.O. Statistical Treatment of In-situ Measurements of Magnetic Susceptibility. **Sveriges Geologiska Undersökning**, Serie C, Nr 727, Arsbok 71 Nr 2. 1977.

LIMA, O. A. L. DE. **Propriedades Físicas das Rochas**. Bases da Geofísica Aplicada. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica. 342 p. ISBN:978-85-88690-21-9. 2014.

LIMA, E. F. **Petrologia das rochas vulcânicas e hipoabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS, RS**. 1995. 330 f. Tese de Doutorado,

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre (RS). 1995.

LIMA, E.F., NARDI L.V.S. Geologia petrografia e petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 20, p. 15-62. 1985.

LU, R.S.; MARIANO, J.; AND WILLEN, D.E. Differential reduction of magnetic anomalies to the pole on a massively parallel computer. **Geophysics**, v. 68, p. 1945–1951. 2003.

LUYENDYK, A.P.J. Processing of airborne magnetic data. AGSO J. **Aust. Geol. Geophys.**, v. 17, p. 31–38. 1997.

MACHADO R.; SAYEG H.S. Aplicação da análise geométrica e cinemática dos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In: SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, 1, São Leopoldo, RS, Bol. Res. Exp., p. 73-76. 1992.

MACLEOD, I.C.; JONES, K.; DAI, T.F. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. **Exploration Geophysics**. v. 24. p. 679–688. 1993.

MAURING, E.; BEARD, L.P.; KIHLE, O.; SMETHURST, M.A. A comparison of aeromagnetic leveling techniques with an introduction to median leveling. **Geophysics Prospection**, v. 50, p. 43–54. 2002.

MARSH, B.D. 1971. **Aeromagnetic terrain effects**. Tese de Doutorado, University of Arizona.

MERRILL, R.T.; MCELHINNY, M.W. **The Earth's Magnetic Field**. Academic Press. 1983.

MUSHAYANDEBVU, M.F; VAN DRIEL, P.; REID, A.B.; FAIRHEAD, J.D. Magnetic source parameters of 2D structures using extended Euler deconvolution. **Geophysics**, 66, 814–823. 2001.

MUSHAYANDEBVU, M.F; LESUR, V.; REID, A.B.; FAIRHEAD, J.D. Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures. **Geophysics**, v. 69, p. 489–496. 2004.

NABIGHIAN, M.N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, v. 37, p. 507– 517. 1972.

NABIGHIAN, M.N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crosssection. **Geophysics**, v. 39, p. 85–92. 1974.

NABIGHIAN, M.N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms Fundamental relations. **Geophysics**, v. 49, p. 780–786. 1984.

NABIGHIAN, M.N.; HANSEN, R.O. Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform. **Geophysics**, v. 66, p. 1805–1810. 2001.

NARDI, L.V.S.; LIMA, E.F A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geologia**. v. 15(2). p. 139-146. 1985.

NETTLETON, L.L. Regionals, residuals, and structures. **Geophysics**, v. 19, p. 1–22. 1954.

NAUDY, H. Automatic determination of depths on aeromagnetic profiles. **Geophysics**, v. 36, p. 717–722. 1971.

O'CONNELL, M.D. A heuristic method of removing micropulsations from airborne magnetic data. **The Leading Edge**, v. 20, p. 1242–1246. 2001.

OLIVEIRA J.M.M.T.; FERNANDES L.A.D. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tectônicos, 3, Rio Claro, SP. Bol. Res. Ext., p. 58- 59. 1991.

OLSEN, N.; HULOT, G., AND SABAKA, T.J. The present field; in Kono, M. (ed.), Geomagnetism. **Treatise Geophysics**, v. 5, p. 33–76. 2007.

PARASNIS, D.S. **Principles of Applied Geophysics**. Chapman and Hall. 1986.

PELOSI, A.P.M.R.; FRAGOSO-CESAR A.R.S. Considerações estratigráficas e paleogeográficas do Grupo Maricá (Neoproterozoico III), Rio Grande do Sul: **Revista Brasileira de Geociências**. V. 33(2). 2003.

PETERS, L.J. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. **Geophysics**, v. 14, p. 290–320. 1949.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R. & CHEMALE JR., F. A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção Sul do Brasil. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Org.). In: **50 anos de Geologia: Instituto de Geociências**, Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, RS, pp. 59-77. ISBN: 978859857303-8. 2007.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 19, p. 461-478. 2005.

PLOUFF, D. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. **Geophysics**, v. 41, p. 727–741. 1976.

RAVAT, D. Magnetic properties of unrusted steel drums from laboratory and field-magnetic measurements. **Geophysics**, v. 61, p. 1325–1335. 1996.

REEVES, C.V. Limitations imposed by geomagnetic variations on high quality aeromagnetic surveys. **Exploration Geophysics**, v. 24, p.115–116. 1993.

REID, A.B.; ALSOP, J.M.; GRANDER, H.; MILLET, A.J.; SOMERTON, I.W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. **Geophysics**, v.55, p.80–91. 1990.

REGAN, R.D.; RODRIGUEZ, P. An overview of the external magnetic field with regard to magnetic surveys. **Geophysics Survey**, v.4, p.255–296. 1981.

RIBEIRO, M.; FANTINEL, L.M. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *In*heringia, Série Geologia, Porto Alegre, 5: 19-54. 1978.

ROBERTSON J.F. Revision of Stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras Region. *Notas e Estudos*, IG-UFRGS, Porto Alegre, 1(2): 41-54. 1966.

ROCK, N.M.S. The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations. **Earth-Science Reviews**. v. 13. p. 123-169. 1977.

ROCK, N.M.S. The nature and origin of lamprophyres: an overview. *In*: Fitton, J.G.; Upton, B.G.J. **Alkaline igneous rocks**. London: Geological Society of London. v. 30. p. 191-226. 1987.

SILVA, J.B.C. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. **Geophysics**, v. 51, p. 369–382, 1986.

Silva, J.B.C., and Barbosa, V.C.F. 2003. 3D Euler deconvolution: theoretical basis for automatically selecting good solutions. **Geophysics**, 68, 1962–1968.

STAVREV, P.; REID, A.B. Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution. **Geophysics**, 72, L1–L12. 2007.

STRECKEISEN, A. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites, and Melilitic Rocks: Recommendation and Suggestion of the IUGS, Subcommittee on the Systematic of Igneous Rock. **Geology**, pp. 331-335. 1979.

SWAIN, C.J. 2000. Reduction-to-the-pole of regional magnetic data with variable field direction, and its stabilization at low inclinations. **Exploration Geophysics**, 31, 78–83, 2000.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF R.E. **Applied Geophysics**. 2ed. Cambridge University Press, New York, 792pp. ISBN-10: 0521339383 ISBN-13: 978-0521339384, 1990.

THOMPSON, D.T. EULDPH, a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. **Geophysics**, 47, 31–37.1982.

TONIOLO, J.A.; GIL, C.A.A.; SANDER, A. Metalogenia das bacias neoproterozoico-eopaleozoicas do sul do Brasil: Bacia do Camaquã. **Projeto BANEIO**. Porto Alegre:

TONIOLO, J.A.; KIRCHNER, C.A. Resultados da prospecção para ouro na área RS-01/Lavras do Sul - Caçapava do Sul, subárea Caçapava do Sul. Porto Alegre: Companhia de pesquisa de recursos minerais (CPRM). Porto Alegre. 14pp. 2000.

UGALDE, H.; MORRIS, B. An assessment of topographic effects on airborne and ground magnetic data. **The Leading Edge**, 27, 76–79. 2008.

VACQUIER, V.; STEENLAND, N.C.; HENDERSON, R.G.; ZIETZ, I. 1951. Interpretation of Aeromagnetic Maps. Geological Society of America Memoir 47.

WILDNER, W.; LIMA, E.F. Vulcanoclásticas Bossoroca e pillow lavas do arroio Mudador: um evento vulcânico único? In: Congresso Brasileiro de Geologia 38, Balneário Camboriú: 1994. **Boletim de Resumos Expandidos....** Balneário de Camboriú. SBG. v. 3, p. 117-118. 1994.

WU, W.; GU, G.; LIANG, M. Magnetic 3D fast forward modeling with varying terrain. In 79th Annual International Meeting Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists. **Anais...** pp. 497–501. 2009.


XINZHU, L.; HINZE, W.J. An Overview of the Utility of Isolation and Enhancement Techniques in Gravity and Magnetic Analysis. **Purdue University Special Report**. 1983.


YARGER, H.L.; ROBERTSON, R.R.; WENTLAND, R.L. Diurnal drift removal from aeromagnetic data using least squares. **Geophysics**, v.46, p.1148–1156. 1978.


APÊNDICE 1 – MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

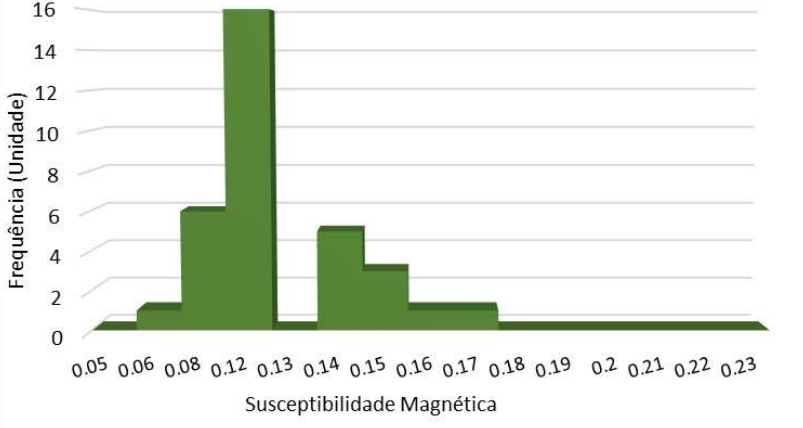
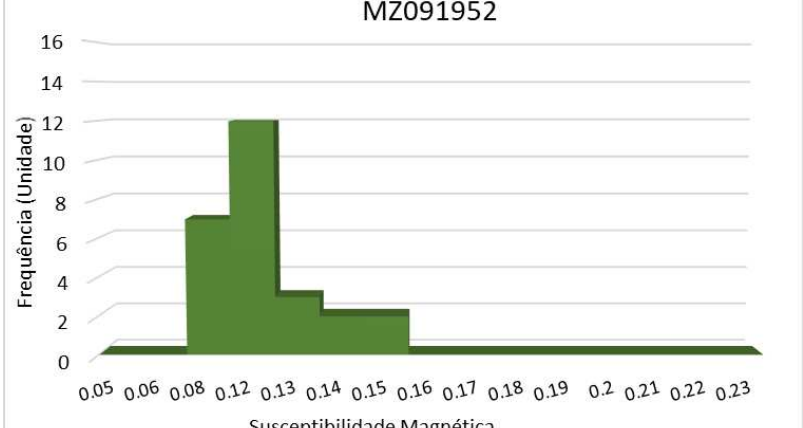
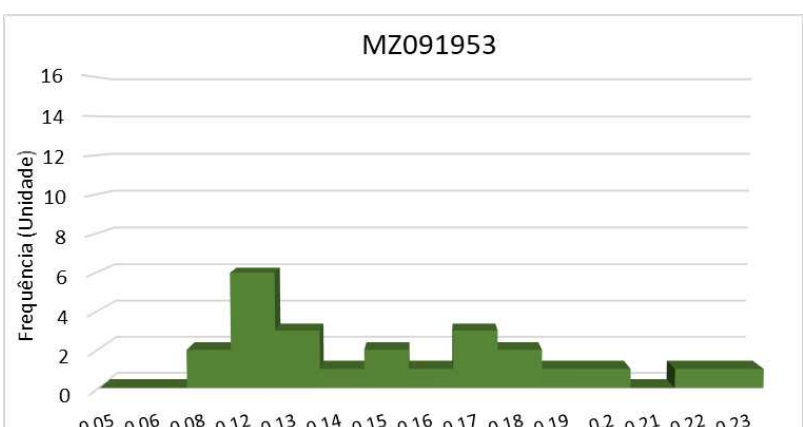
Para a obtenção de uma maior representatividade da susceptibilidade magnética foram realizadas diversas medidas para cada afloramento, algumas medições foram realizadas em porções alteradas (FA). Cada afloramento foi representado por um histograma com especificações de mínimo, máximo, desvio padrão e média, com o intuito de analisar a tendência das amostras. Para finalizar todas as medidas foram englobados em um único histograma geral.

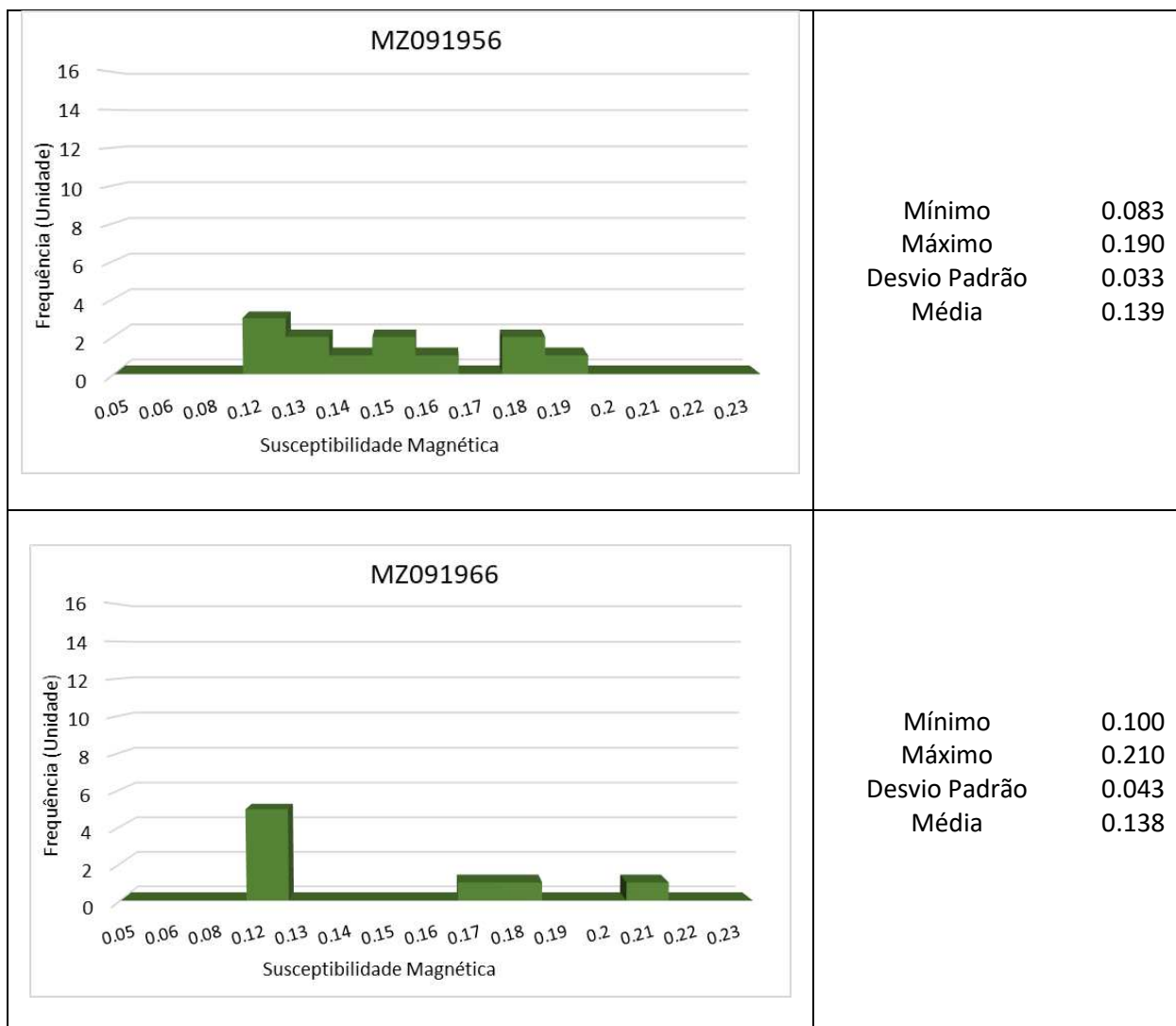
1) Arenitos

ID: MZ091951				
x	y	Susc. Mag. (.10-3SI)	Obs.:	Especificações do Afloramento
246659	6596506	0.057		Dimensão 26x42m 
		0.064		
		0.139	FA	
		0.085		
		0.08		
		0.144	FA	
		0.093		
		0.066		
		0.131	FA	
		0.076		
		0.132	FA	
		0.098		
		0.092		
		0.107	FA	
		0.087		
246670	6596518	0.085	FA	
		0.087		
		0.111		
		0.116		
		0.118		
		0.11		
		0.117		
		0.106		
		0.078		
		0.078		
		0.134		

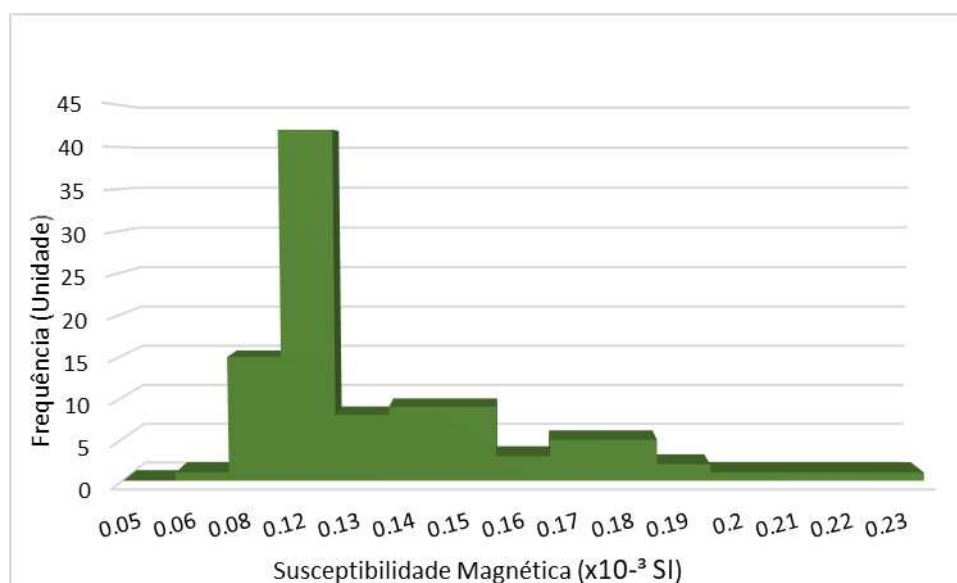
		0.145	FA	
		0.11		
		0.148	FA	
		0.155		
		0.137		
		0.105		
		0.169		
ID: MZ091952				
246594	6596376	0.076		Dimensão 35x35m 
		0.11	FA	
		0.068		
		0.077	FA	
		0.09		
		0.146	FA	
		0.07		
		0.061		
		0.132	FA	
		0.096		
		0.093		
		0.1		
		0.061		
		0.078		
		0.097		
		0.118	FA	
		0.086		
		0.134	FA	
		0.121		
		0.128		
		0.091		
		0.107		
		0.147	FA	
0.084				
0.119				
0.122	FA			
ID: MZ091953				
246575	6596320	0.129		Dimensão 35X50m
		0.08		
		0.09		
		0.11		
		0.081		
		0.127	FA	
		0.072		
		0.094		
		0.151	FA	
		0.164		

		0.171	FA	
		0.229		
		0.179		
		0.164	FA	
		0.15		
		0.132		
		0.181		
		0.112		
		0.2	FA	
		0.161		
		0.121		
		0.107		
		0.146		
		0.218	FA	
ID: MZ091956				
246692	6595993	0.097		Dimensões de 4X0.5m
		0.19	FA	
		0.083		
		0.178		
		0.149		
		0.155		
		0.121		
		0.129		
		0.115		
		0.145	FA	
		0.132		
		0.176		
ID: MZ091966				
247091	6596829	0.17		Dimensão 1,5X2m
		0.18		
		0.21		
		0.11		
		0.12		
		0.11		
		0.1		
		0.1		



Histogramas das medidas de susceptibilidade magnética dos afloramentos referentes aos arenitos	Especificações
<p style="text-align: center;">MZ091951</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética</p>	<p>Mínimo 0.057</p> <p>Máximo 0.169</p> <p>Desvio Padrão 0.029</p> <p>Média 0.108</p>
<p style="text-align: center;">MZ091952</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética</p>	<p>Mínimo 0.061</p> <p>Máximo 0.147</p> <p>Desvio Padrão 0.026</p> <p>Média 0.100</p>
<p style="text-align: center;">MZ091953</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética</p>	<p>Mínimo 0.072</p> <p>Máximo 0.229</p> <p>Desvio Padrão 0.043</p> <p>Média 0.140</p>




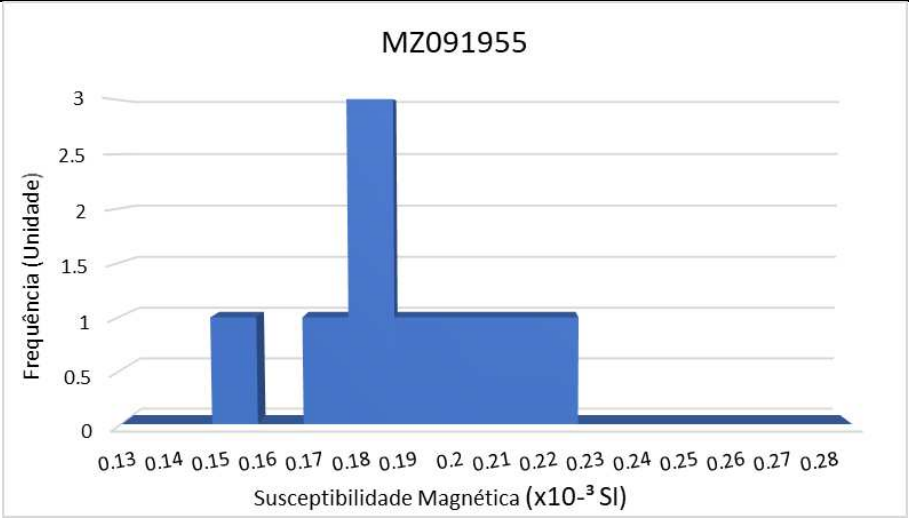
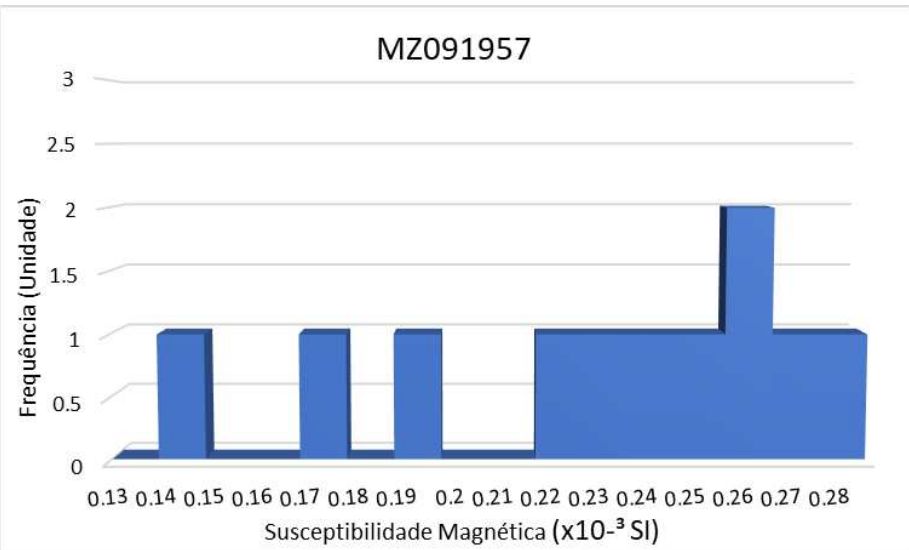
Histograma geral dos arenitos – Contém as medidas de susceptibilidade magnética de todos os afloramentos



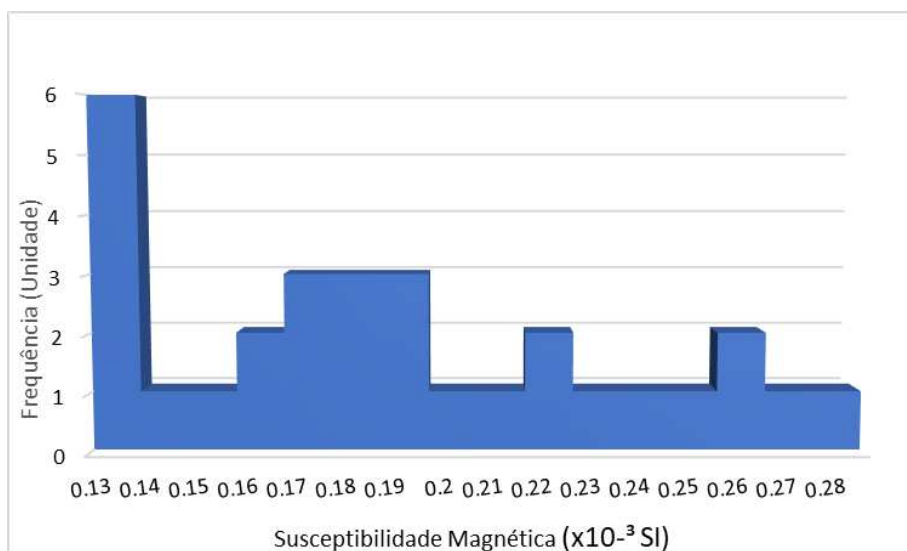
2) Conglomerados

ID: MZ091955				
x	y	Susc. Mag. (.10-3SI)	Obs.:	Especificações do Afloramento
246506	6595813	0.176		Dimensão de 45x35m: Misto de conglomerado com clastos ígneos e arenito com lentes de conglomerado 
		0.207		
		0.169		
		0.178		
		0.179		
		0.19		
		0.219		
		0.149		
		0.2		
ID: MZ091957				
246933	6596243	0.231	FA	Dimensões 8X1m 
		0.167		
		0.212		
		0.258		
		0.241		
		0.229		
		0.135		
		0.257	FA	
		0.186		
		0.263		
		0.276		
ID: MZ0919565				
247265	6597093	0.13		Dimensão 2mX1,5m
		0.19		
		0.16		
		0.16		
		0.12		
		0.11		
		0.17		
		0.1		
		0.12		


		0.12		
--	--	------	--	------------------------------------------------------------------------------------



Histogramas das medidas de susceptibilidade magnética dos afloramentos referentes aos conglomerados		Especificações
<p style="text-align: center;">MZ091955</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>		<p>Mínimo 0.149</p> <p>Máximo 0.219</p> <p>Desvio Padrão 0.021</p> <p>Média 0.185</p>
<p style="text-align: center;">MZ091957</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>		<p>Mínimo 0.135</p> <p>Máximo 0.276</p> <p>Desvio Padrão 0.044</p> <p>Média 0.223</p>

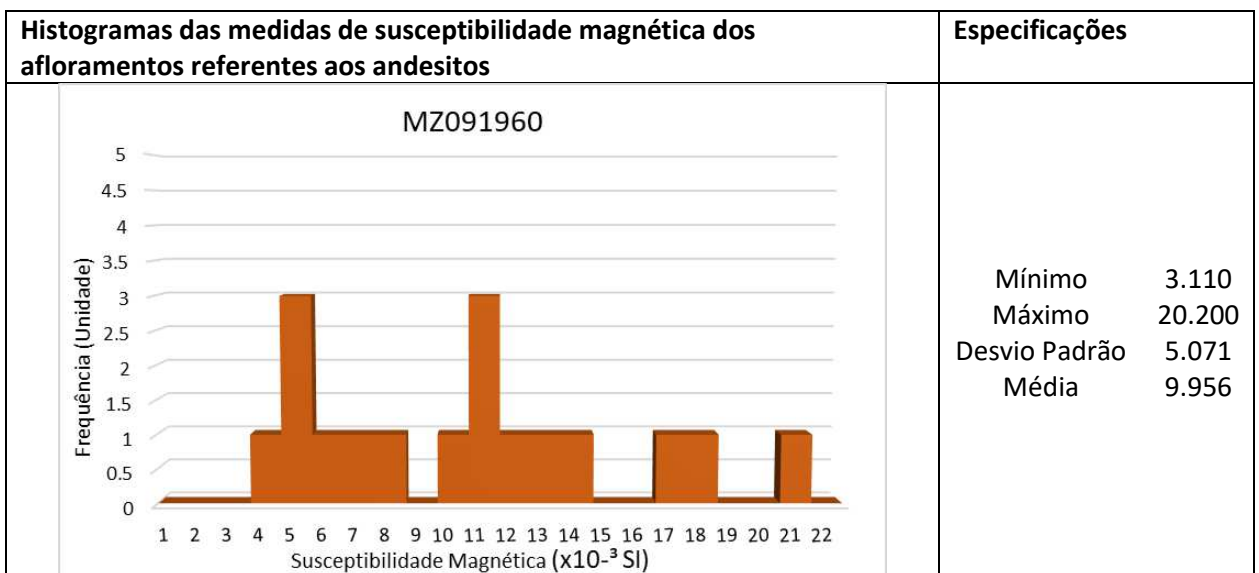
Histograma geral dos Conglomerados – Contém as medidas de susceptibilidade magnética de todos os afloramentos

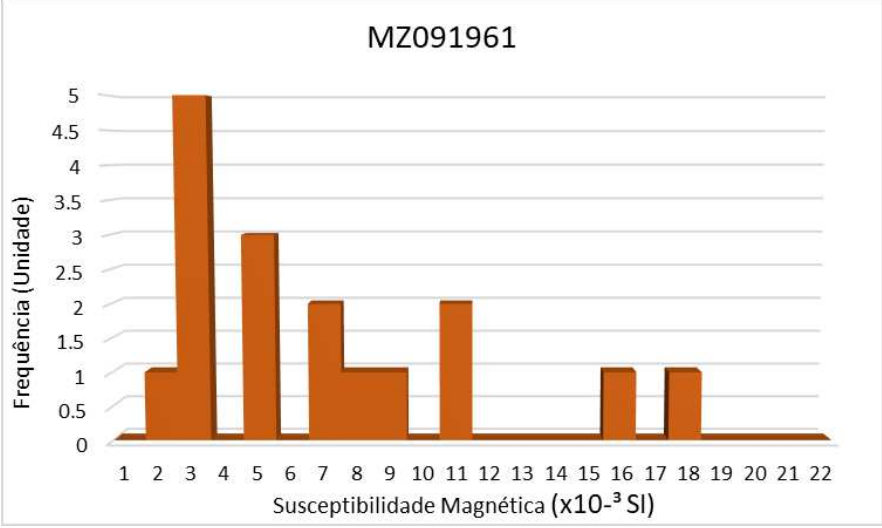
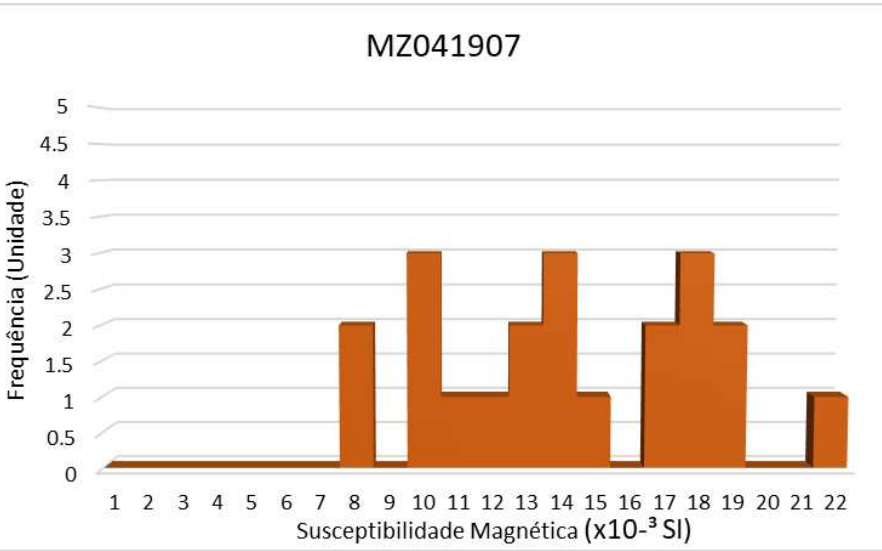


3) Andesitos

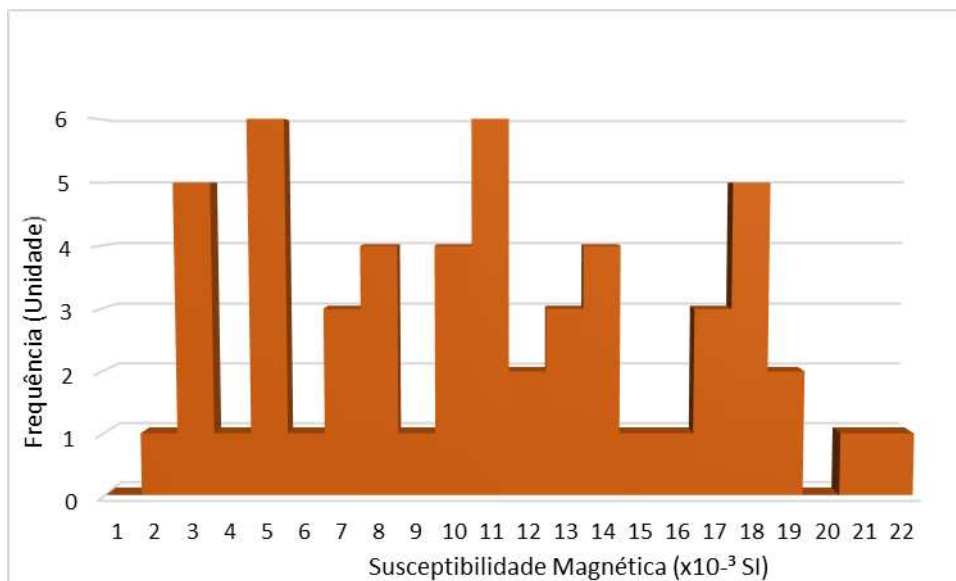
ID: MZ091960				
x	y	Susc. Mag. (.10-3SI)	Obs.:	Especificações do Afloramento
247903	6596663	6.08 7.9 11 4.34 4.18 11.3 10.3 17 14 9.08 11 5.41 20.2 4.85 12.3 3.11 17.2		Dimensão 50x25m 
ID: MZ091961				
247939	6596683	2.24 1.82 8.4 4.46 6.26		Dimensão: 3x1,55m

		2.15 2.19 4.3 17.6 6.54 2.07 3 7.8 4.97 10.2 10.8 15.9		
ID: MZ041907				
247916	6596721	17.9 21.3 16.4 17.9 16.3 9.12 11.5 7.92 9.39 11 13.9 14.7 17.5 18.6 12.2 13.8 13.1 12.2 7.9 9.7 18.4		Dimensão 35X50m 






<p style="text-align: center;">MZ091961</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>	<p>Mínimo 1.820 Máximo 17.600 Desvio Padrão 4.808 Média 6.512</p>
<p style="text-align: center;">MZ041907</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>	<p>Mínimo 7.900 Máximo 21.300 Desvio Padrão 3.923 Média 13.844</p>

Histograma geral dos andesitos – Contém as medidas de susceptibilidade magnética de todos os afloramentos.



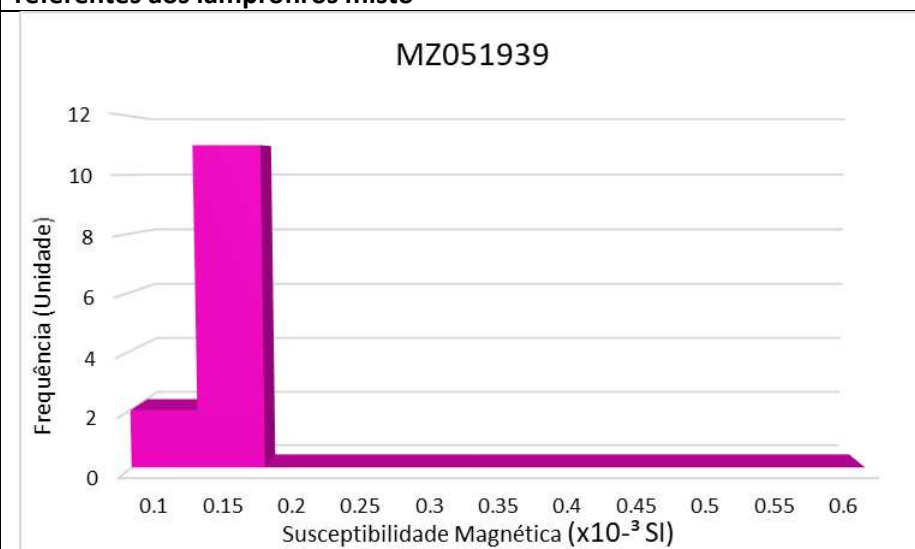
4) Lamprófiro misto

ID: MZ051939				
x	y	Susc. Mag. (.10-3SI)	Obs.:	Especificações do Afloramento
248473	6596389	0.11 0.1 0.12 0.12 0.12 0.14 0.14 0.15 0.12 0.11 0.1 0.12 0.11		
ID: MZ051967				
248530	6596319	0.11 0.14 0.2 0.21 0.16 0.15 0.2 0.2 0.2 0.2		
ID: MZ041915				
248659	6596278	0.12		

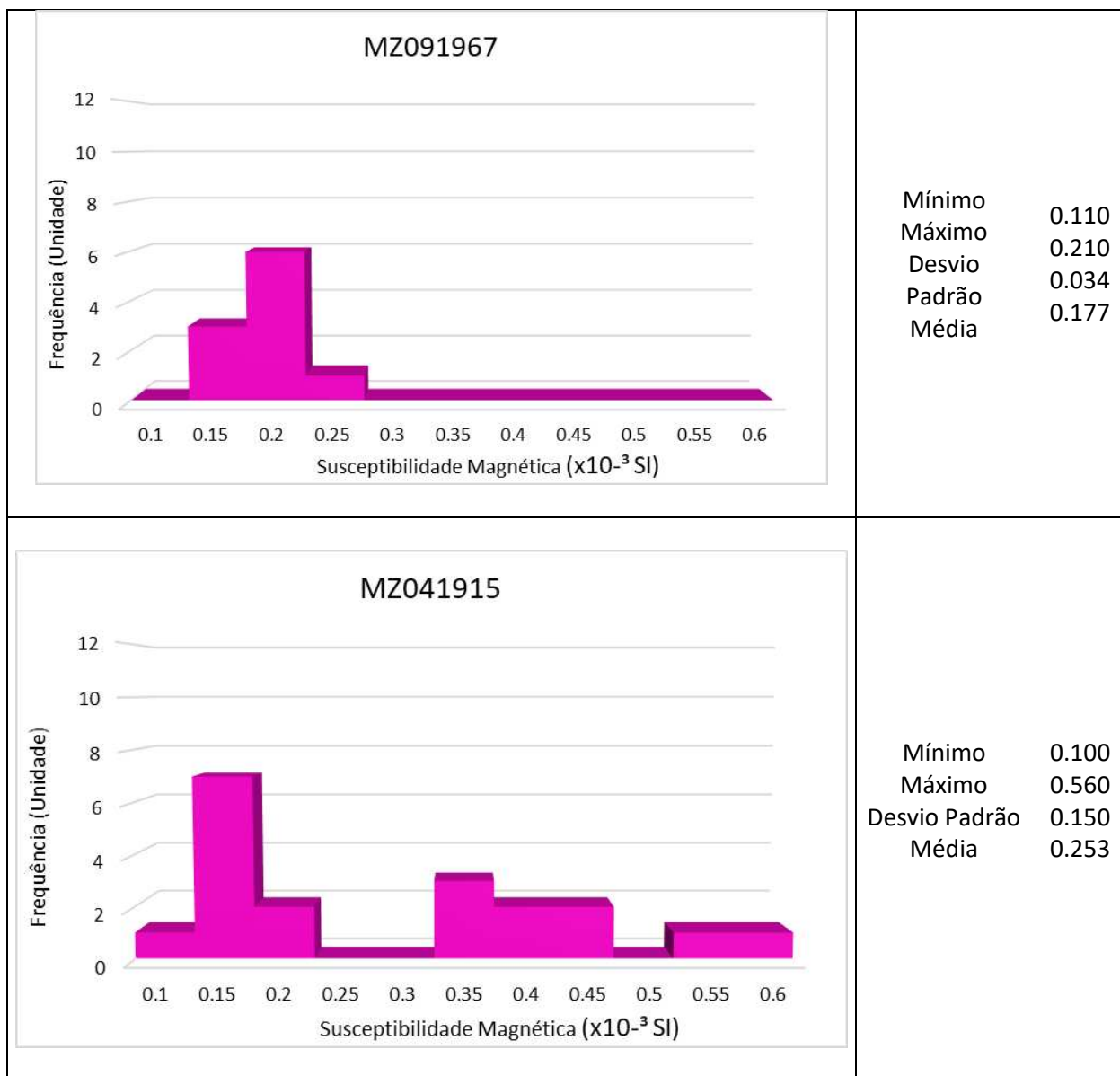
		0.12		
		0.11		
		0.11		
		0.11		
		0.1		
		0.11		
		0.14		
		0.16		
		0.17		
		0.56		
		0.5		
		0.4		
		0.31		
		0.32		
		0.4		
		0.38		
		0.36		
		0.32		

Histogramas das medidas de susceptibilidade magnética dos afloramentos referentes aos lamprófiros misto

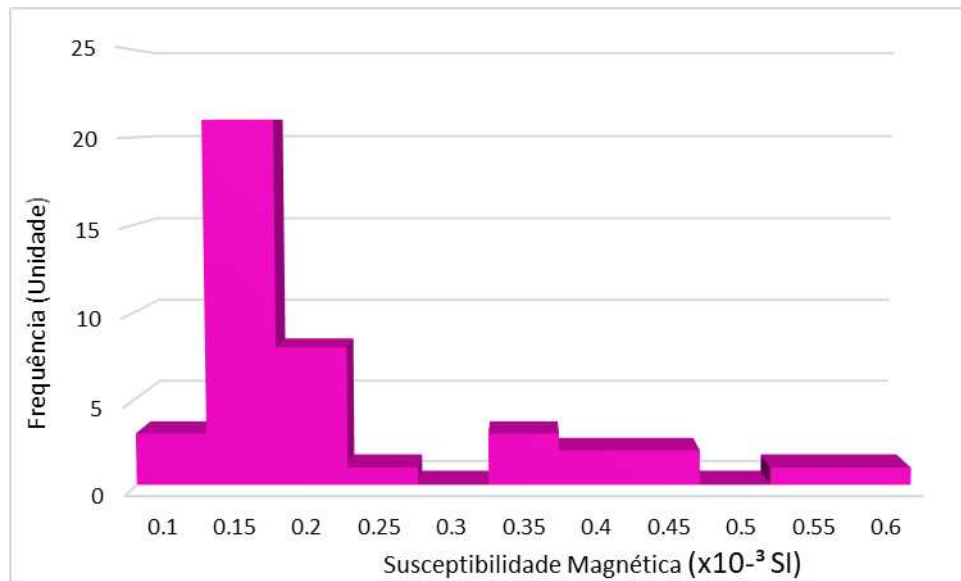
Especificações





Mínimo 0.100
 Máximo 0.150
 Desvio 0.015
 Padrão 0.120
 Média



Histograma geral dos lamprófiros misto – Contém as medidas de susceptibilidade magnética de todos os afloramentos.



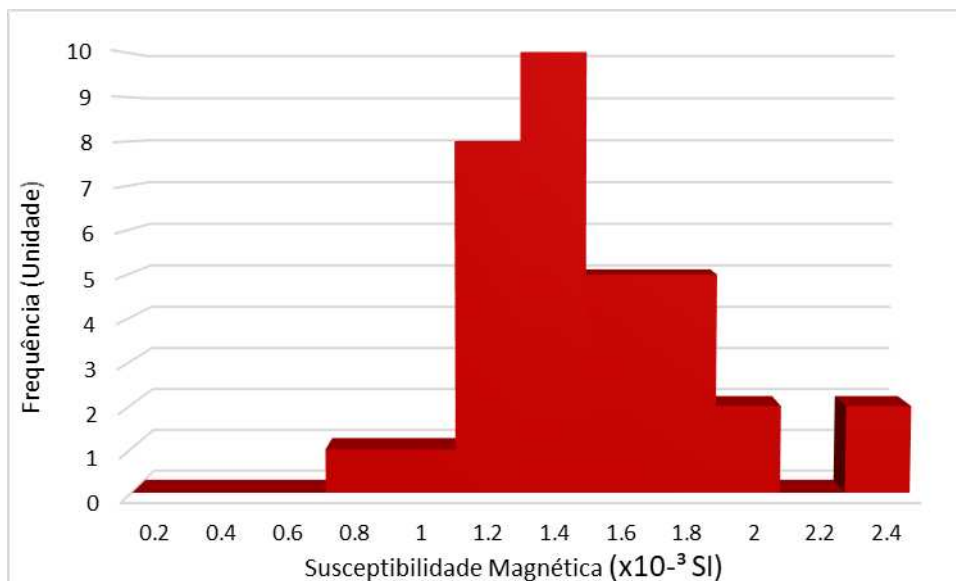
5) Andesito intemperizado

ID: MZ091958				
x	y	Susc. Mag. (.10-3SI)	Obs.:	Especificações do Afloramento
247316	6596722	1.62 1.27 1.24 1.81 1.62 1.34 1.74 1.50 2.20 2.30 1.60 1.88 1.54 1.51 1.11 1.20		
ID: MZ051919				
247488	6596871	1.41 1.09 0.96 1.29 1.33 1.35 1.19 1.05 1.26 1.28 1.14		



		1.60		
		1.25		
		1.42		
		1.18		
		0.70		
		1.26		
		1.02		



Histogramas das medidas de susceptibilidade magnética dos afloramentos referentes aos andesitos intemperizados		Especificações
<p style="text-align: center;">MZ091958</p> <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>		<p>Mínimo 1.110</p> <p>Máximo 2.300</p> <p>Desvio Padrão 0.339</p> <p>Média 1.593</p>
<p style="text-align: center;">MZ051919</p> <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>		<p>Mínimo 0.700</p> <p>Máximo 1.600</p> <p>Desvio Padrão 0.202</p> <p>Média 1.210</p>

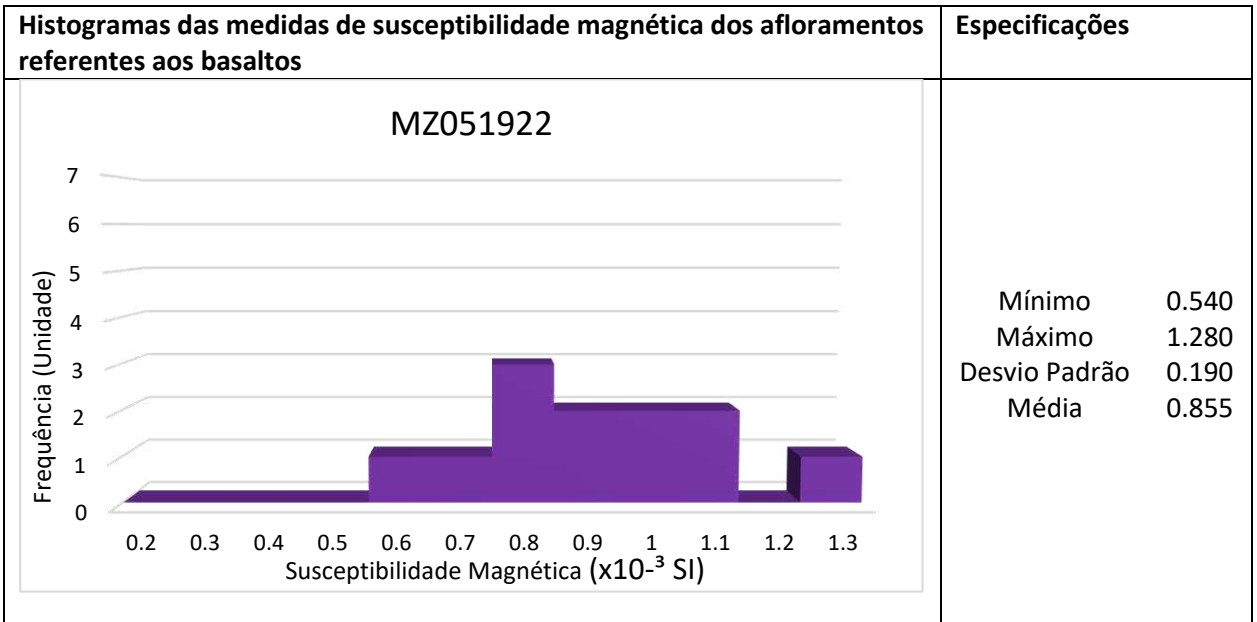
Histograma geral dos andesitos intemperizados – Contém as medidas de susceptibilidade magnética de todos os afloramentos.

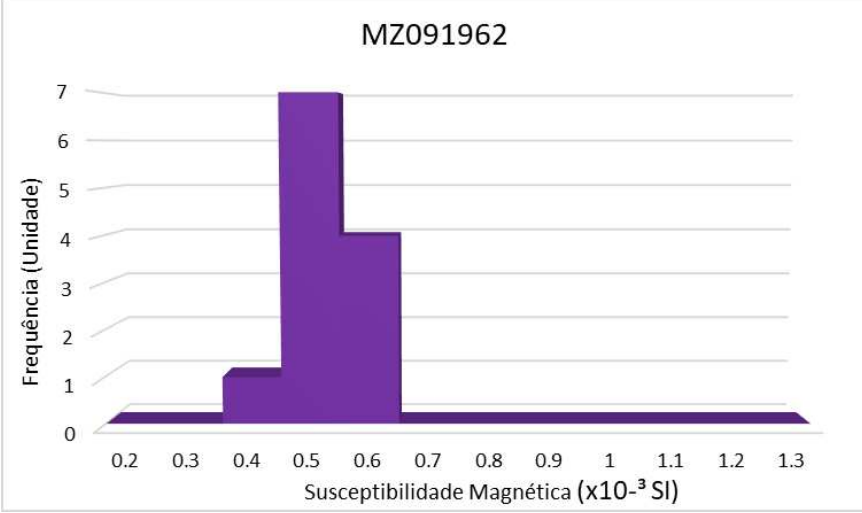
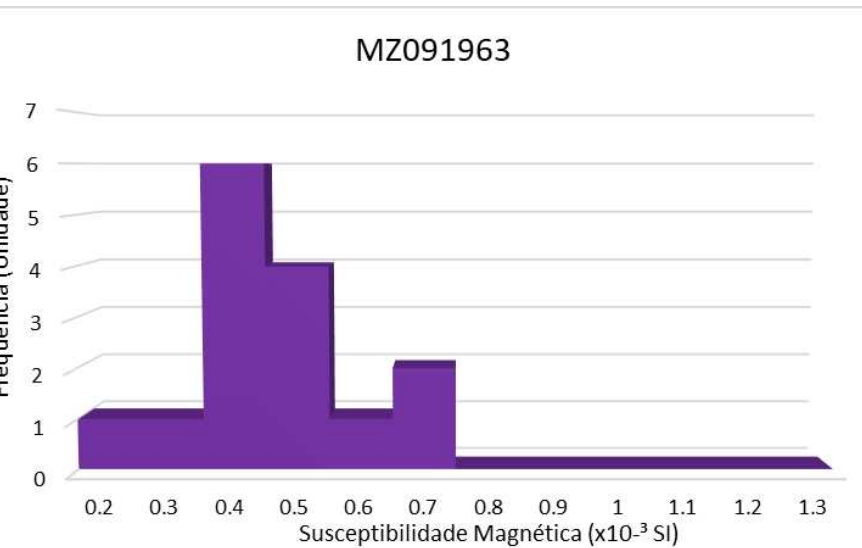
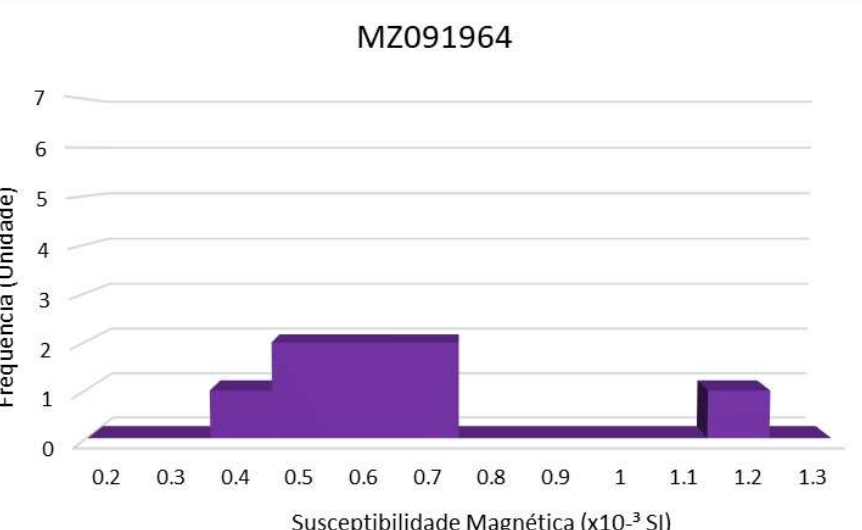


6) Basaltos

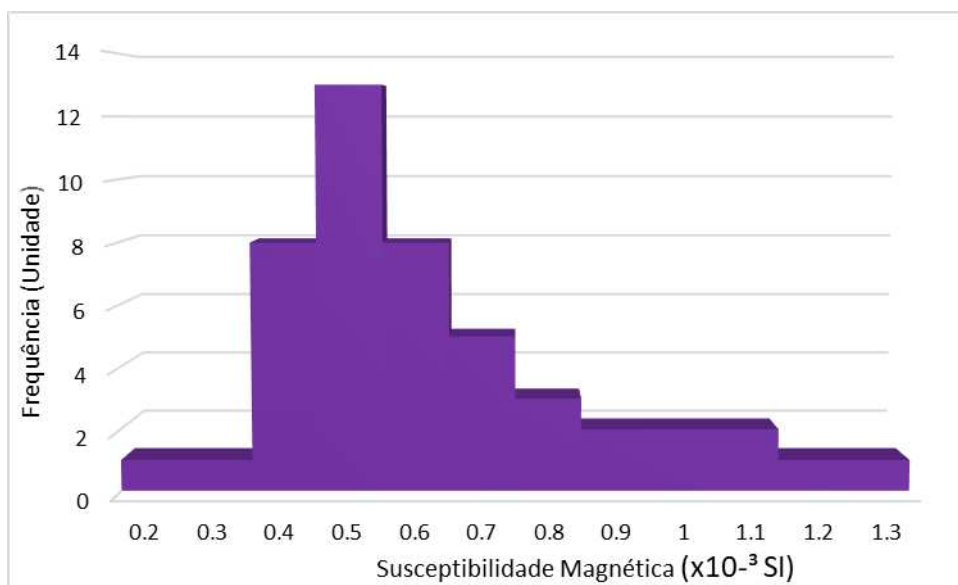
ID: MZ051922				
x	y	Susc. Mag. (.10-3SI)	Obs.:	Especificações do Afloramento
247891	6596937	1.00 0.72 1.28 0.69 0.78 0.90 0.78 1.02 0.80 0.81 0.94 0.54		
ID: MZ091962				
247875	6597058	0.53 0.49 0.32 0.45 0.43 0.54 0.54 0.52 0.41 0.49 0.42 0.47		
ID: MZ091963				
247734	6597382	0.62		

		0.46 0.33 0.33 0.40 0.39 0.51 0.20 0.45 0.44 0.30 0.37 0.37 0.49 0.63		
ID: MZ091964				
247803	6597349	0.46 0.55 0.65 0.48 0.62 0.54 0.36 1.2		




<p style="text-align: center;">MZ091962</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>	<p>Mínimo 0.320 Máximo 0.540 Desvio Padrão 0.066 Média 0.468</p>
<p style="text-align: center;">MZ091963</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>	<p>Mínimo 0.200 Máximo 0.630 Desvio Padrão 0.115 Média 0.419</p>
<p style="text-align: center;">MZ091964</p>  <p style="text-align: center;">Susceptibilidade Magnética ($\times 10^{-3}$ SI)</p>	<p>Mínimo 0.360 Máximo 1.200 Desvio Padrão 0.256 Média 0.608</p>

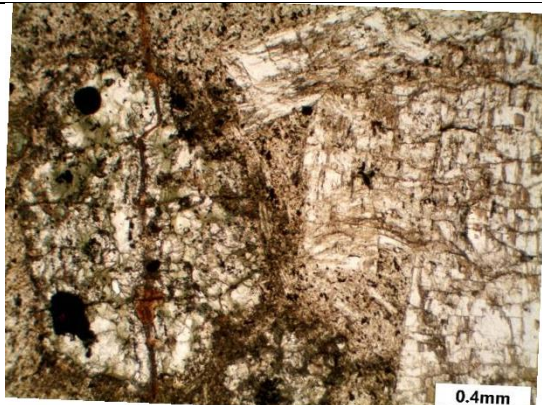
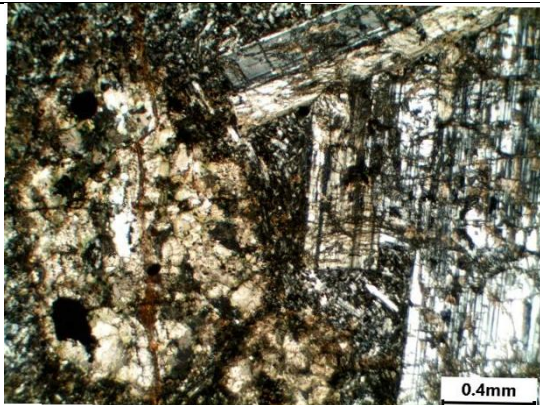
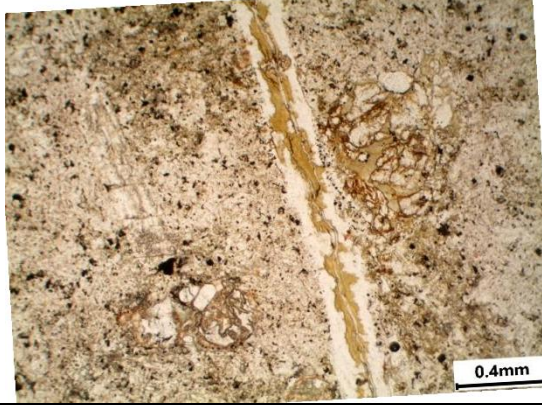
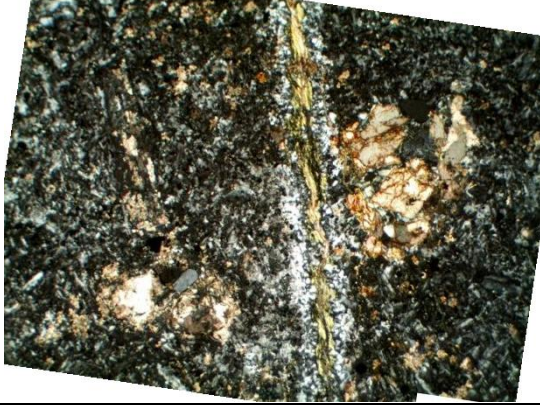
Histograma geral dos basaltos – Contém as medidas de susceptibilidade magnética de todos os afloramentos.



APÊNDICE 2 – FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Neste apêndice são apresentadas as descrições das lâminas petrográficas para cada amostra realizada separadamente. Adicionalmente, foram inseridas as coordenadas (localização do ponto/amostragem), uma descrição macroscópica do afloramento e de amostra de mão.

Amostra: MZ051925		
Coordenadas (UTM WGS 84 Zona 22S) X: 247816 Y: 6597336		
Descrição Macroscópica		
O afloramento é composto por matacos de tamanho em torno de 0,5 metros, em área próxima à mata fechada. Em amostra de mão tem coloração cinza escuro na porção fresca e cinza amarronzado na porção alterada. Sua granulação varia de muito fina a fina e o índice de cor M' situa-se em torno de 50% (mesocrática). Possui matriz afanítica de coloração cinza escuro. Apresenta fenocristais de plagioclásio subédricos (com tamanho variando de 1 a 3 mm). Observa-se microfraturas preenchidas com produtos de intemperismo físico-químico, reagentes ao HCl (carbonatos) e material oxidado alaranjado. Estrutura maciça.		
Foto		
		
Descrição Microscópica		
Mineral	%	Descrição
Andesina	40	Ocorre como fenocristais variando de 0,4 a 2mm e teor de An ~40. Possuem hábito tabular e é subédrico a anédrico. Apresentam-se intemperizados com substituição para calcita. Possuem raras inclusões de opacos. Também ocorre na matriz na forma de micrólitos com granulometria em torno de 0,2mm, de hábito euédrico tabular a anédrico (Figura 1).
Augita	25	São fenocristais com tamanho em torno de 0,5 a 0,8 mm, hábito prismático, subédricos, com raras fraturas intracristalinas, raras inclusões de opacos circulares, geralmente estão totalmente intemperizados para clorita e calcita, com a preservação apenas do hábito (Figura 1).
Olivina	15	Ocorrem como fenocristais de tamanho variando de 0,4 a 1,8 mm, com hábito prismático bipiramidado. Possuem fraturas intracristalinas irregulares e totalmente alteradas para clorita e carbonatos (Figura 3).

Clorita	6	Ocorre como preenchimento nas bordas de veios de largura de 0,2 mm, produto de alteração da olivina e da andesina. Presente também na matriz (Figura 2).
Opaco	5	Menores que 0,02 mm, são circulares e dispersos na matriz, associados aos micrólitos. Também ocorrem como inclusão na andesina e na olivina, com tamanho em torno de 0,3 mm.
Calcita	5	Ocorre como preenchimento na porção interna de veios de 0,2 mm de largura e como produto de alteração da olivina e da andesina (Figura 2).
Apatita	4	Varia de 0,02 a 0,4 mm, com hábito prismático e relevo médio (Figura 2 e 3).
Total (%)	100	
Textura	Porfírica com fenocristais finos a médios e matriz fanerítica muito fina	
Estrutura	Maciça	
Nome da Rocha	Olivina basalto	
Fotomicrografias		
Nicóis Descruzados - Luz Natural		Nicóis Cruzados - Luz Polarizada
		
Figura 1. Augita totalmente intemperizada e andesinas		
		
Figura 2. Veio preenchido por clorita e calcita. Apatitas e matriz microcristalina		

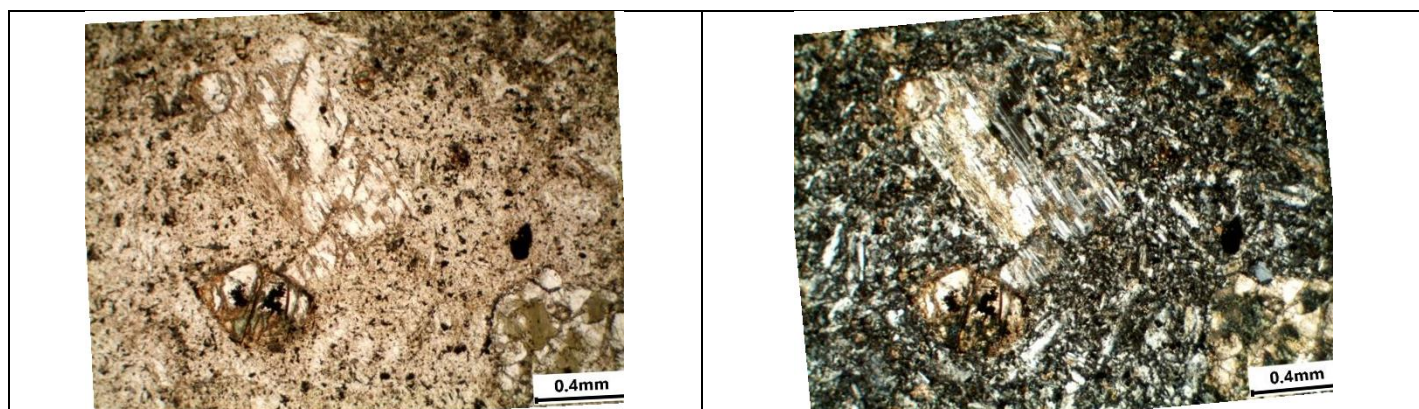


Figura 3. Olivinas substituídas por calcita. Apatitas e labradoritas.

Amostra: MZ051922

Coordenadas (UTM WGS 84 Zona 22S) X: 247893 Y: 6596935

Descrição Macroscópica

O afloramento é composto por matacos de tamanho em torno de 0,6 metros, dentro da mata fechada, totalmente coberto por vegetação rasteira e musgo. Em amostra de mão tem coloração cinza escuro na porção fresca e cinza amarronzado na porção alterada. Sua granulação varia de muito fina a fina e o índice de cor M' situa-se em torno de 50% (mesocrática). Possui matriz afanítica de coloração cinza escuro. Apresenta fenocristais de plagioclásio subédricos (com tamanho variando de 1 a 2,5 mm). Observa-se microfraturas preenchidas com produtos de intemperismo físico-químico, reagentes ao HCl (carbonatos). Estrutura maciça.

Fotos



Descrição Microscópica

Mineral	%	Descrição
Feldspato Plagioclásio	30	Ocorre como fenocristais de tamanho de 0,5 a 2,4 mm, de subédricos tabulares a anédricos, as maclas polissintéticas apresentam-se danificadas com a presença de fraturas intracristalina, o que impede a classificação por meio do teor de An, os minerais apresentam-se fortemente substituídos por calcita. Também ocorrem na matriz na forma de micrólitos com granulometria em torno de 0,01 mm.
Augita	25	São fenocristais com tamanho em torno de 0,6 a 1,8 mm, hábito prismático, subédricos a anédricos, com raras inclusões de opacos circulares e de apatitas. Geralmente substituídos por calcita e clorita, com a preservação apenas do hábito (Figura 1).

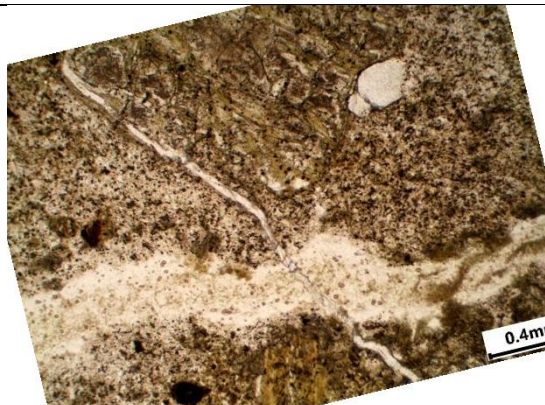
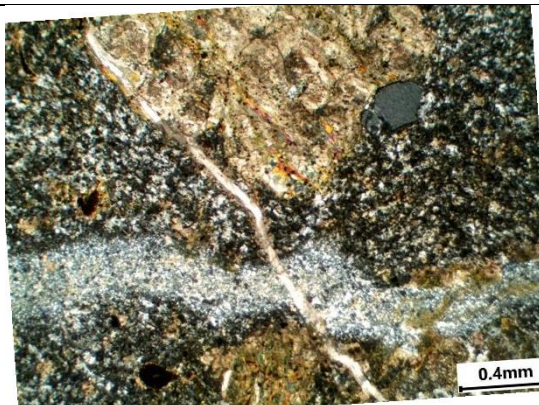
Olivina	15	Ocorrem como microfenocristais e fenocristais de 0,3 a 2,2 mm, com hábito prismático. Possuem fraturas intracristalinas irregulares e preenchidas com oxidação de coloração avermelhada. Foram totalmente substituídas para calcita e clorita com a preservação apenas do hábito (Figura 3).
Opaco	10	Ocorrem dispersos na matriz, menores que 0,02 mm, são circulares associados a micrólitos. Também ocorrem como inclusão principalmente nas augitas e olivinas.
Clorita	10	Ocorre como preenchimento de veios, estes, com largura variando de 0,02 a 0,4 mm e distribuídos irregularmente. Presente também na matriz como produto pós-magmático de minerais, principalmente das olivinas (Figura 1 e 3).
Apatita	5	Tem variação de tamanho de 0,1 a 0,3 mm, com hábito prismático curto e terminações bi-piramidais, euédricas, extinção paralela. Ocorrem dispersas na matriz e inclusas nas olivinas e augitas (Figura 1 e 3).
Calcita	5	Ocorrem como preenchimento de veios, juntamente com a clorita e como material de substituição de minerais como a augita. Também estão associados a micrólitos na matriz (Figura 1, 2 e 3).
Total (%)	100	
Textura	Porfírica com fenocristais médios a grossos e matriz afanítica microcristalina	
Estrutura	Maciça	
Nome da Rocha	Olivina Basalto	
Fotomicrografias		
Nicóis Descruzados - Luz Natural		Nicóis Cruzados - Luz Polarizada
		

Figura 1. Veios preenchidos por clorita e calcita, apatitas e augita substituída por produtos de intemperização.

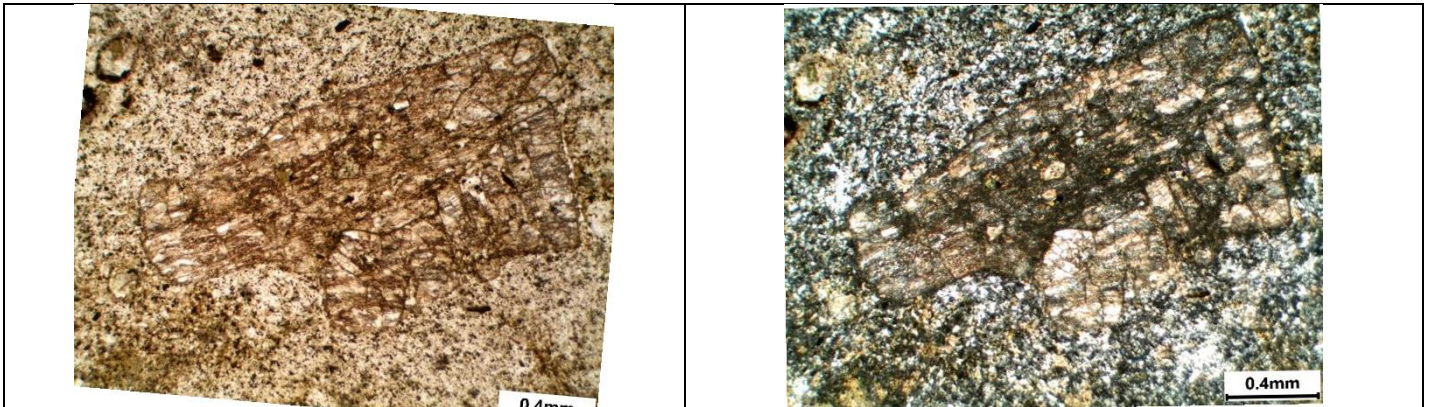


Figura 2. Felsdpato plagioclásio danificados com fraturas e substituídas por fluidos provenientes de intemperismo.

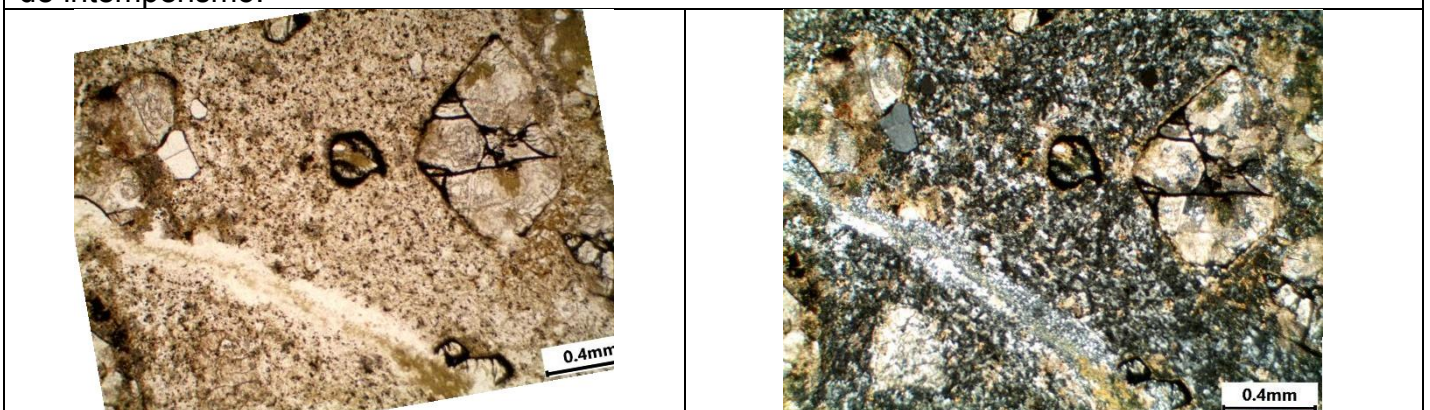


Figura 3. Veios preenchidos por clorita e calcita, apatitas e olivinas (preservação apenas do hábito e fraturas) substituídas por calcita e clorita

Amostra: MZ051923

Coordenadas (UTM WGS 84 Zona 22S) X: 247849 Y: 6597058

Descrição Macroscópica

Os afloramentos ocorrem como lajedos e matacos de tamanhos variando de 0,5 a 1,5 metros, em área próxima à mata fechada. Em amostra de mão tem coloração cinza escuro esverdeada na superfície fresca, e face alterada com cinza amarelado. Possui matriz afanítica de coloração cinza escuro, com regiões esverdeadas provenientes da intemperização de minerais para clorita. Observa-se microfraturas preenchidas com produtos de intemperismo físico-químico, reagentes ao HCl (carbonatos) e material oxidado alaranjado.

Fotos



Descrição Microscópica		
Mineral	%	Descrição
Feldspato Plagioclásio	40	Ocorre como fenocristais de tamanho de 0,3 a 2,2 mm. Possui hábito tabular e é subédrico a anédrico. Suas maclas polissintéticas apresentam-se danificadas com a presença de fraturas intracristalina, o que impede a classificação por meio do teor de An. Apresentam-se intemperizados com substituição para calcita. Também ocorrem na matriz na forma de micrólitos com granulometria em torno de 0,01 mm (Figura 1)
Augita	25	São fenocristais com tamanho em torno de 0,6 a 1,3 mm. Tem hábito prismático e é subédrico a anédrico. Contém raras inclusões de opacos e de apatita. Foram totalmente substituídos por calcita e clorita, com a preservação apenas do hábito (Figura 2).
Olivina	10	Os minerais tem variação de tamanho em torno de 0,2 a 0,7 mm. Varia de euédrica a subédrica, com hábito prismático curto bipiramidado. Tem coloração de alaranjado a vermelho escuro. Apresenta-se algumas fraturas intracristalinas oxidadas. São fracamente pleocróicos. A olivina está totalmente substituída a iddingsita. Geralmente ocorre aglomerados desses minerais (Figura 1).
Opaco	10	Ocorrem dispersos na matriz com tamanho menor do que 0,02 mm. Eventualmente ocorrem associados a micrólitos e com tamanho em torno de 2 mm (Figura 3).
Clorita	5	Ocorre como preenchimento de veios, estes, com largura de 0,2 mm a 0,6 mm e distribuídos irregularmente. Também ocorre como produtos de alteração de minerais como a augita (Figura 3).
Calcita	5	Geralmente estão presentes na matriz juntamente com micrólitos e opacos. Eventualmente ocorrem como preenchimento de veios e como produto pós-magmático principalmente da augita (Figura 2 e 3).
Apatita	5	Os minerais tem tamanho com variação de 0,15 a 0,4 mm. São subédricos. Ocorrem na forma circular e tem terminações em bipirâmides. Eventualmente tem hábito prismático. Ocorrem dispersos na matriz e também inclusos em minerais, principalmente na augita (Figura 1, 2 e 3).
Total (%)	100	
Textura	Porfírica e glomeroporfírica com fenocristais de fino a médio, aglomerados de olivina alterada para iddingsita e matriz fanerítica muito fina.	
Estrutura	Maciça	
Nome da Rocha	Basalto	
Fotomicrografias		

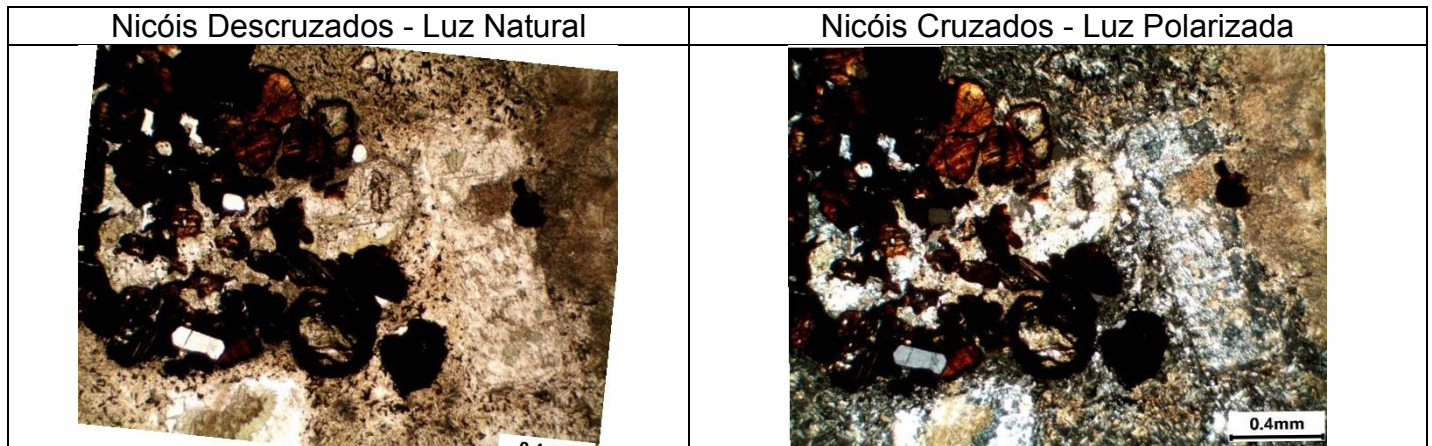


Figura 1. Aglomerados de olivina alterada a iddingsita, plagioclásios e apatitas.

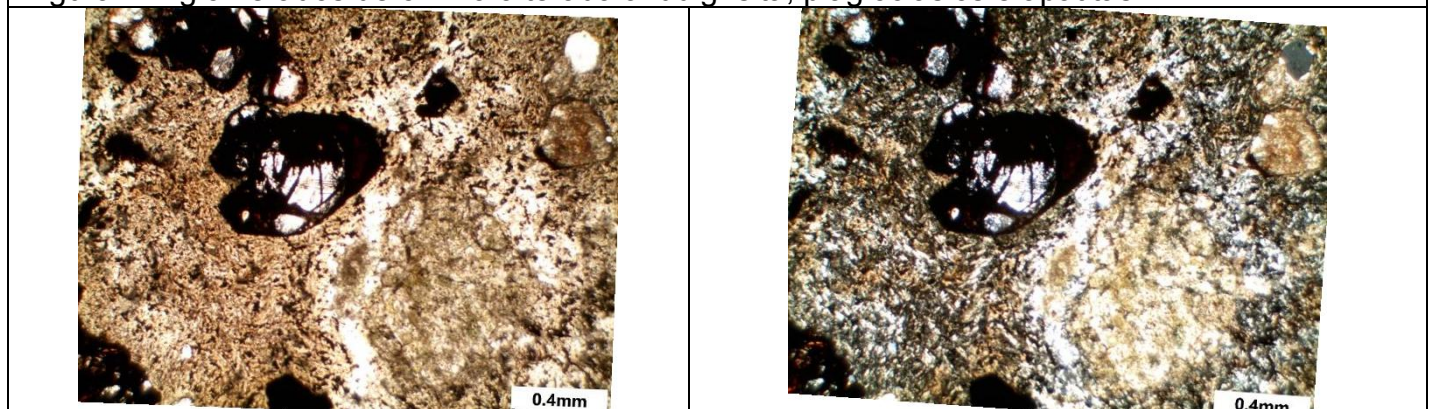


Figura 2. olivina alterada a iddingsita, augitas substituídas por calcita e apatitas.

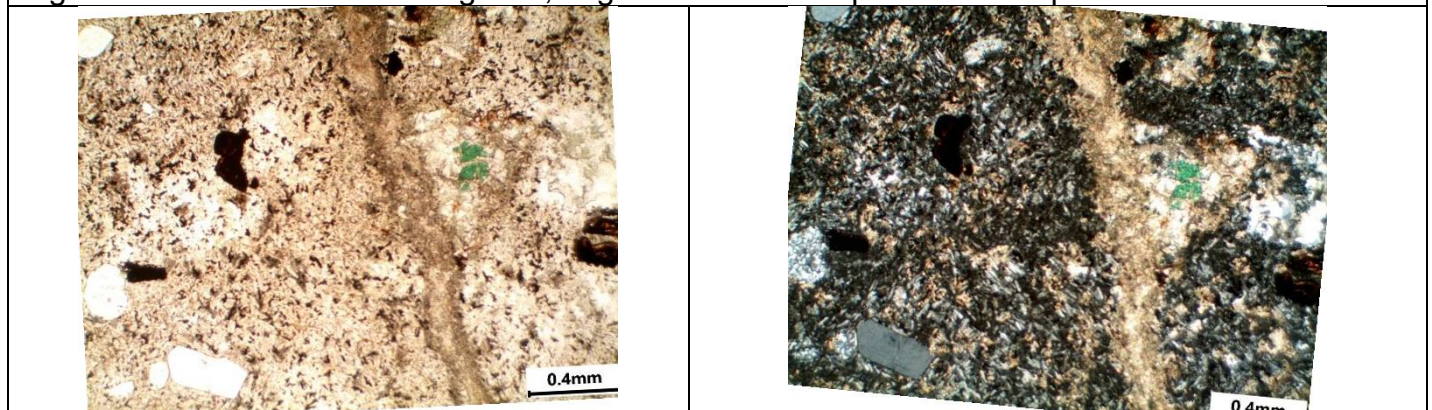
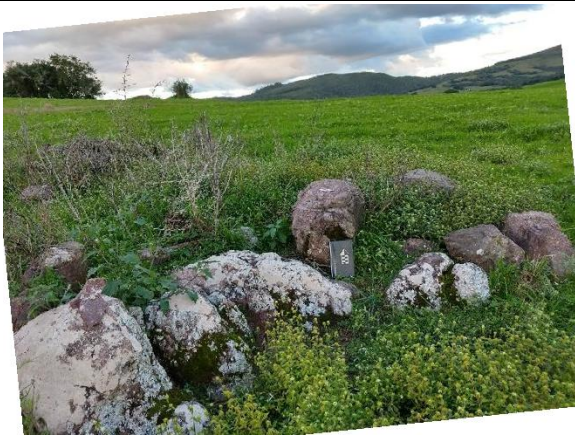


Figura 3. Matriz microcristalina com opacos. Veio preenchido por calcita e clorita. Apatitas.

Amostra: MZ051939
Coordenadas (UTM WGS 84 Zona 22S) X: 248473 Y: 6596392
Descrição Macroscópica
Afloramento de até 2,5 metros de extensão, localizado em uma lavoura. Em amostra de mão possui textura afanítica de coloração rosada; fenocristais de feldspato plagioclásio de coloração rosa claro, de subédricos tabulares a anédricos, com tamanhos entre 1 mm e 1 cm. Ocorre biotita com tamanho menor que 2 mm, anédrica e com brilho micáceo.
Fotos



Descrição Microscópica

Mineral	%	Descrição
Andesina	40	Ocorre como fenocristais com teor de An ~45, de tamanho variado entre 0,4 e 3,5 mm. Possuem hábito tabular, são euédricos a subédricos e com raras fraturas intracristalinas. Ocorre substituição para calcita. Alguns ocorrem como micrólitos, menores que 0,2 mm, de hábito tabular (Figura 1).
Biotita	25	Com tamanho em torno de 0,5 mm mostra-se subédrica a anédrica e tabular. Tem bordas escuras provenientes da oxidação de opacos (Figura 1).
Olivina	15	Seu tamanho situa-se em torno de 0,4 mm. Varia de euédrica a subédrica, com hábito prismático curto bipiramidado. Sua coloração varia de laranja a avermelhado e é pleocróica. A olivina está totalmente substituída a iddingsita (Figura 1).
Opacos	10	Ocorrem predominantemente na matriz, associados a micrólitos, com tamanho de 0,1 a 0,3 mm. Eventualmente ocorrem como inclusão em feldspatos e em abundância como oxidação nas bordas de biotitas e olivinas (Figura 1).
Ortoclásio	5	Seu tamanho varia de 0,5 a 0,8 mm possui hábito tabular, é subédrico e geralmente mostra macla simples.
Calcita	5	Ocorre como produto de alteração frequente na andesina
Total (%)	100	
Textura		Porfírica com fenocristais finos a médios de plagioclásio, biotita e olivina e matriz afanítica muito fina
Estrutura		Maciça
Nome da Rocha		Lamprófire misto (espessartito/minete)
Fotomicrografias		
Nicolis Descruzados - Luz Natural		Nicolis Cruzados - Luz Polarizada

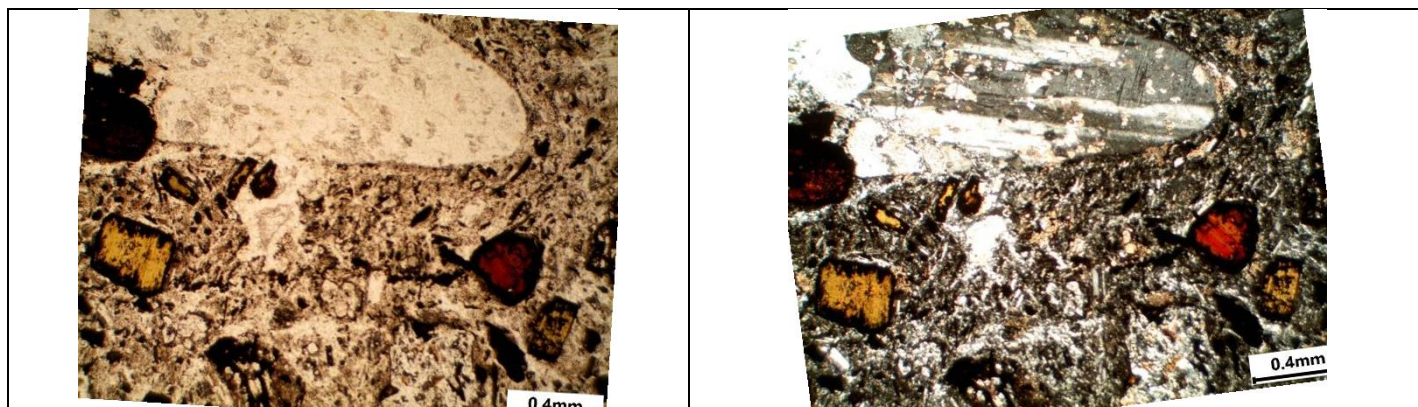


Figura 1. Andesina, biotitas (amareladas), olivina alterada a iddingsita (avermelhada) e opacos em uma matriz microscristalina.

Amostra: MZ041915		
Coordenadas (UTM WGS 84 Zona 22S) X: 248657 Y: 6596280		
Descrição Macroscópica		
O afloramento está localizado as margens de uma estrada não pavimentada com aproximadamente 1 metro de extensão e direções de fraturamento preferenciais NW e EW. Em amostra de mão possui textura afanítica de coloração rosada, provavelmente composta por feldspato plagioclásio. Ocorre fenocristais de plagioclásio róseos com tamanho variando de 1 mm a 1 cm, de euédricos a subédricos e com hábito tabular. Também ocorre biotitas com tamanho em torno de 1,5 mm e com brilho micáceo.		
Fotos		
Descrição Microscópica		
Mineral	%	Descrição
Andesina	40	Ocorre como fenocristais com teor de Na ~40, de tamanho variando entre 0,2 a 3mm. Possuem hábito tabular e são subédrico a anédricos. Estão substituídos por calcita. Alguns ocorrem como micrólitos, menores que 0,1 mm e com hábito tabular (Figura 2).
Biotita	25	Ocorrem como microfenocristais e fenocristais de tamanho variando de 0,2 a 1 mm. Possuem coloração amarronzada/esverdeada, tem hábito tabular e são euédricas a subédricas. São pleocróicas, apresentam clivagem em uma direção, extinção reta e mosqueada.

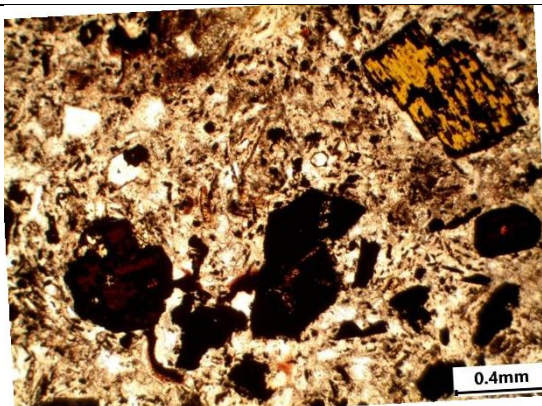
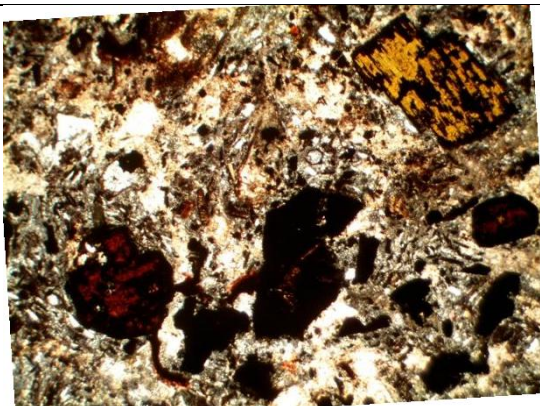
Observa-se bordas escuras provenientes da oxidação de opacos (Figura 1).		
Olivina	15	São fenocristais de tamanho variando de 0,2 a 0,5 mm. Varia de euédrica a subédrica, com hábito prismático curto bipiramidado. Sua coloração varia de laranja a avermelhado e é pleocróica. A olivina está totalmente substituída a iddingsita (Figura 1 e 2).
Opaco	10	Ocorrem associados a micrólitos na matriz, circulares, de tamanho menor que 0,02 mm, alguns tabulares provenientes da alteração das biotitas. Há raros inclusos nas andesinas e produtos da oxidação destes estão presentes nas bordas das biotitas e olivinas (Figura 1 e 2).
Calcita	6	Ocorre como produto pós-magmático nas andesinas, dispersos na matriz. Também ocorre como preenchimento de veios, estes, com de largura em torno de 0,1 mm (Figura 2).
Feldspato alcalino	4	São fenocristais de tamanho variando de 0,2 a 1,5 mm. Tem hábito tabular, de euédrico a subédrico. Apresentam maclas simples.
Total (%)	100	
Textura	Porfirítica com fenocristais finos a médios e matriz afanítica muito fina	
Estrutura	Maciça	
Nome da Rocha	Lamprófire misto (espessartito/minete)	
Fotomicrografias		
Nicolis Descruzados - Luz Natural		Nicolis Cruzados - Luz Polarizada
		

Figura 1. Biotitas, olivinas alteradas a iddingsita, e opacos envolvidos em matriz microcristalina.

Figura 1. Biotitas, olivinas alteradas a iddingsita, e opacos envolvidos em matriz microcristalina.

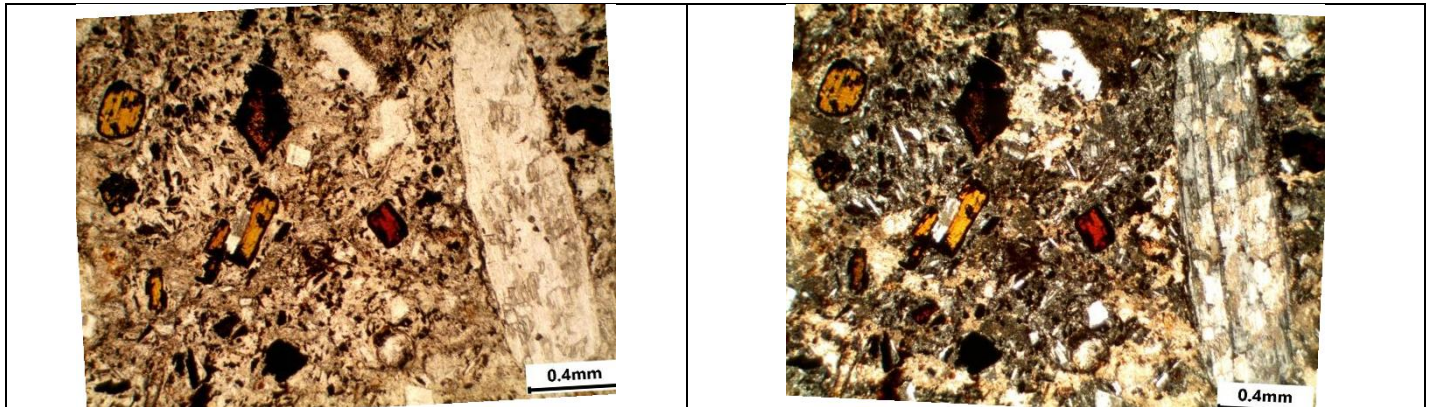


Figura 2. Andesina alterado para calcita, biotitas, olivinas alteradas a iddgnsite e opacos envoltos em matriz microcristalina.

Amostra: MZ041907		
Coordenadas (UTM WGS 84 Zona 22S) X: 247915 Y: 6596700		
Descrição Macroscópica		
Afloramento localizado em um alto topográfico cercado por vegetação de dimensões em torno de 10x15 metros. Em amostra de mão tem coloração cinza escuro avermelhada na superfície fresca e na face alterada observa-se coloração cinza escura e muitas vezes cobertas por musgos. Possui matriz afanítica e fenocristais com tamanho em torno de 3 mm identificados como de piroxênios. Eventualmente encontra-se veios de quartzo com tamanho em torno de 2 mm dispostos na direção EW. Ocorre fraturas com direções preferenciais NS e EW.		
Fotos		
Descrição Microscópica		
Mineral	%	Descrição
Andesina	55	Ocorre como fenocristais com tamanho variando de 0,2 a 1mm e teor de An ~35. Possuem hábito tabular e são de euédricos a subédricos. Geralmente estão envoltos por material de oxidação proveniente de opacos. Possuem raras inclusões de opacos (Figura 1, 2 e 3).
Augita	25	São fenocristais com tamanho variando de 0,5 a 2 mm. Raramente com hábito prismático, de subédrico a anédrico, clivagem perfeita em uma direção, raramente em duas direções; observa-se extinção oblíqua, birrefringência de 2° a 3° ordem, fraturas intracristalinas irregulares são comuns, encontram-se envoltos por minerais opacos e vidro vulcânico. Há minerais com tamanho de 0,1 a 0,2 mm

		distribuídos na matriz, anédricos, birrefringência de 2° a 3° ordem, fratura intracristalina e maclados (Figura 1, 2 e 3).
Opaco	13	Minerais de tamanho entre 0,1 a 0,4 mm. São circulares, de subédricos a anédricos. Ocorrem geralmente como produto de alteração da andesina e/ou augita e ocorrem na matriz e no entorno dos minerais como produtos de oxidações.
Vidro Vulcânico	4	Encontra-se geralmente nas bordas de minerais como a augita e na andesina e raramente na região central das augitas (Figura 2 e 3).
Quartzo	3	Preenchimento de raras amígdalas com diâmetro em torno de 0,4 mm (Figura 1).
Total (%)	100	
Textura	Porfírica com fenocristais de augita de finos a médios e matriz fanerítica de muito fina a fina; hipocristalina.	
Estrutura	Amigdaloidal	
Nome da Rocha	Andesito	

Fotomicrografias

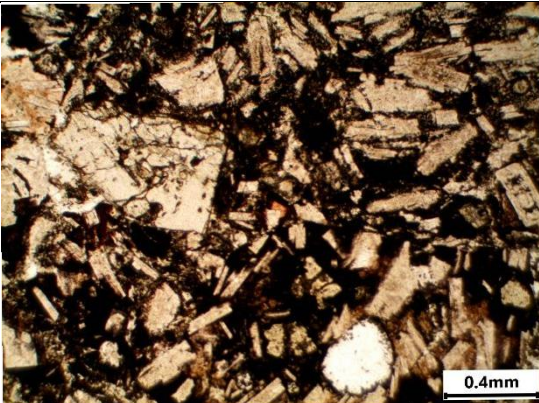
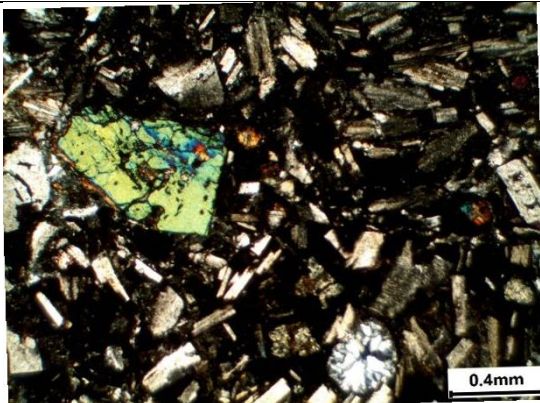
Nicóis Descruzados - Luz Natural	Nicóis Cruzados - Luz Polarizada
	

Figura 1. Andesinas envoltos por oxidações (opacos), fenocristal de augita e amígdala preenchida por quartzo.

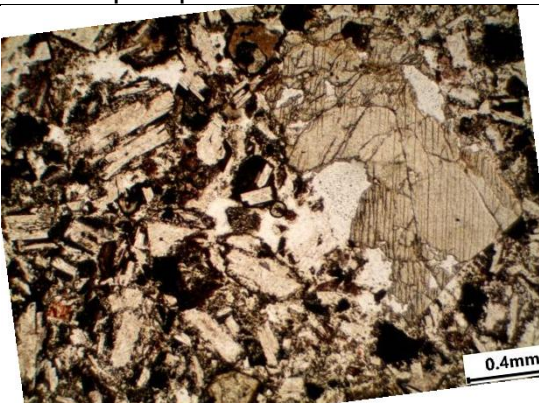
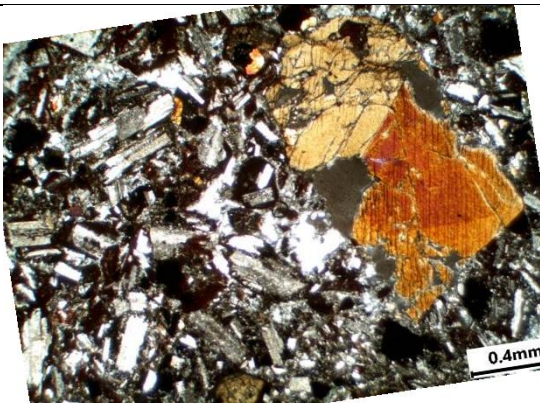
	
-------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------

Figura 2. Andesinas e fenocristal de augita envoltos por opacos e vidro vulcânico.

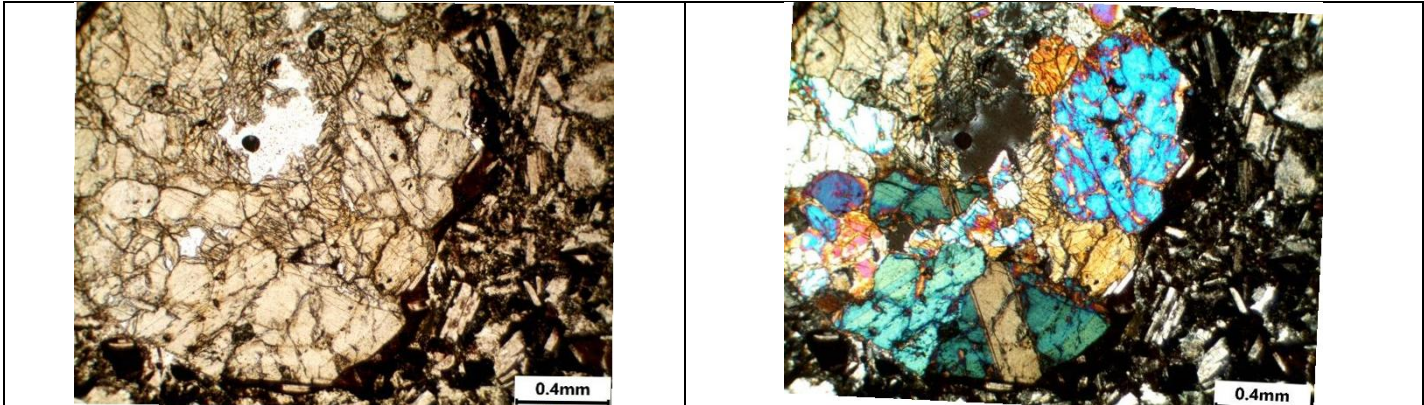

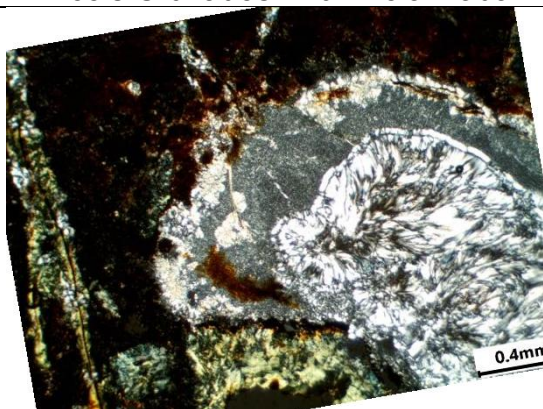
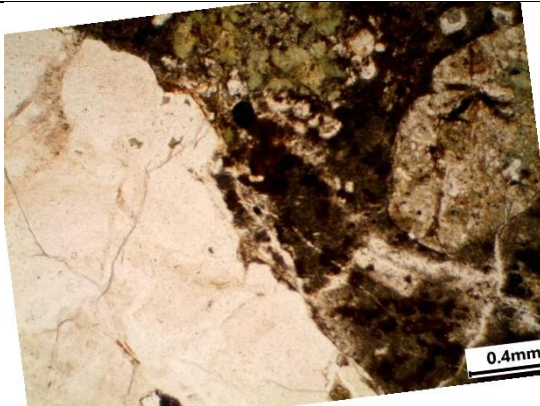
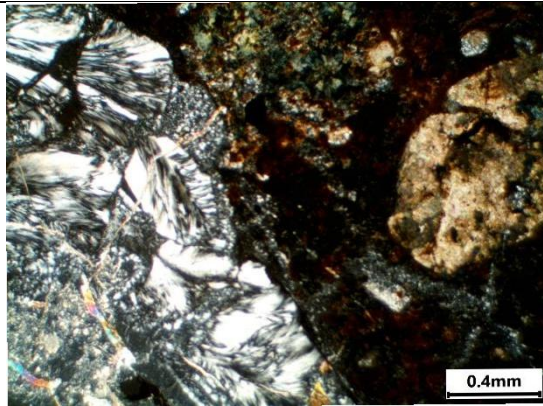


Figura 3. Fenocristal de augita com vidro vulcânico na região central, andesinas e opacos.

Amostra: MZ041903		
Coordenadas (UTM WGS 84 Zona 22S) X: 247238 Y: 6596304		
Descrição Macroscópica		
O afloramento localiza-se próximo a drenagens. Tem dimensões em torno de 0,8 metros e coloração acinzentada. Em amostra de mão tem-se matriz afanítica e fenocristais de feldspato plagioclásio com hábito tabular. Observa-se vesículas com tamanho variando de 1 a 5 mm e amígdalas preenchidas com material de coloração amarelada (oxidação).		
Fotos		
Descrição Microscópica		
Mineral	%	Descrição
Plagioclásio	40	Fenocristais de 0,4 a 1,8 mm, tabulares, subédricos, maclas danificadas devido a alteração para clorita e fraturas intracristalinas, ocorre também na forma de micrólitos dispersos na matriz, de tamanho menor que 0,1 m, tabulares, envoltos por vidro vulcânico.
Clorita	10	Produto de alteração, presente como substituição de minerais, na região matricial e como preenchimento de veios.
Calcita	10	Ocorre como produto de alteração de minerais e como preenchimento de veios

Calcedônia	5	Ocorre como preenchimento de amígdalas (Figura 1, 2).
Apatita	5	Tamanho de 0,2 a 0,5 mm, hábito prismático curto, subédricas, ocorrem dispersas na matriz e inclusas em minerais
Olivina	5	Tamanho de 0,2 a 0,4 mm, hábito prismático curto, de subédricas a anédricas, fraturas intracristalinas com a precipitação de óxidos, foram totalmente substituídas por produtos de alteração com a preservação hábito e fraturas.
Opaco	5	Com tamanho menor que 0,02 mm associados a micrólitos da matriz, no entorno de alguns minerais e raros inclusos em feldspatos.
Total (%)	100	
Textura	Porfírica com fenocristais finos a médios e matriz afanítica microcristalina; hipocristalina	
Estrutura	Amigdaloidal	
Nome da Rocha	Andesito intemperizado	
Fotomicrografias		
Nicóis Descruzados - Luz Natural		Nicóis Cruzados - Luz Polarizada
		
Figura 1. Amígdala preenchida por calcedônia, veios preenchidos por clorita (verde) e calcita e opacos na matriz		
		
Figura 2. Amígdala preenchida por calcedônia, minerais totalmente substituídos por clorita (verde) e calcita e opacos na matriz		

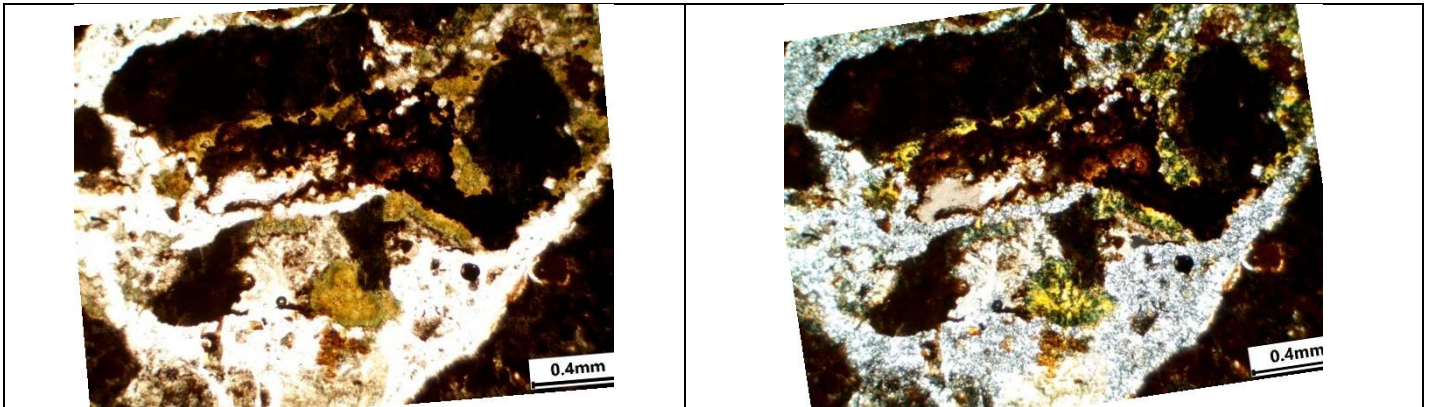


Figura 3. Veios irregulares preenchidos por clorita e calcita, oxidações avermelhadas provenientes de opacos

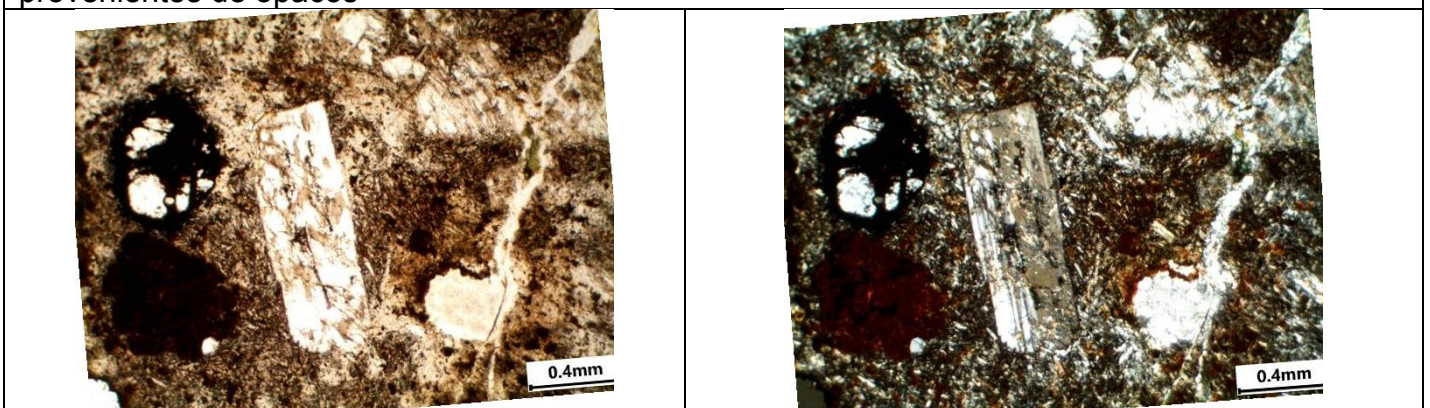


Figura 4. Matriz microcristalina, plagioclásio, olivina totalmente substituída e veios irregulares preenchidos por calcita

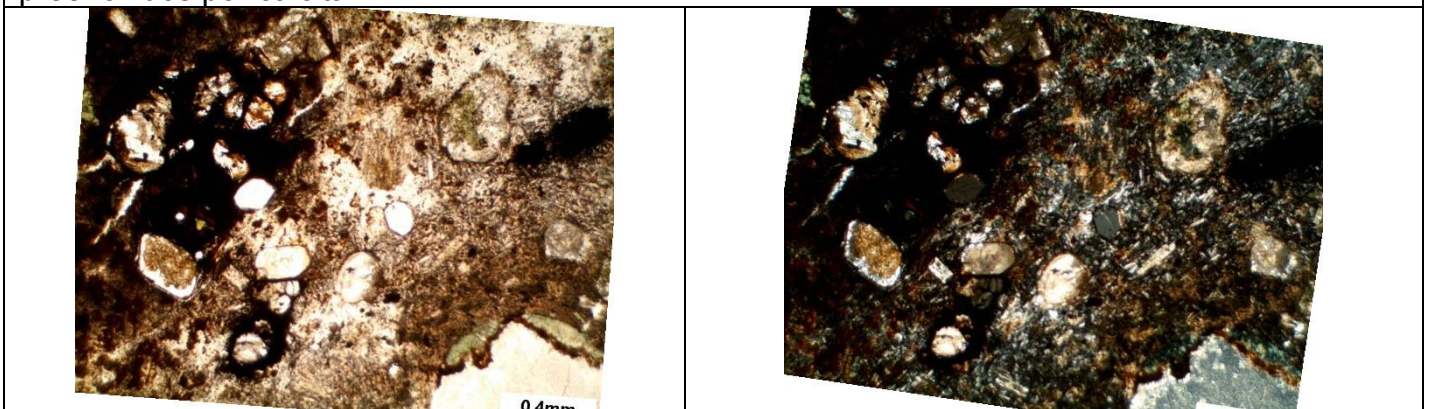


Figura 5. Apatitas, opacos, calcita

Amostra: MZ061950

Coordenadas (UTM WGS 84 Zona 22S) X: 249202 Y: 6595180

Descrição Macroscópica

Afloramento com tamanho em torno de 0,5 metros, na superfície alterada observa-se forte oxidação de coloração alaranjada. Em amostra de mão tem-se uma matriz cinza escuro, minerais de coloração esverdeada e veios esbranquiçados com material reagente a HCl.

Fotos

			
Descrição Microscópica			
Mineral	%	Descrição	
Plagioclásio	45	Ocorre como fenocristais, variando de 0,6 a 1,2 mm, tabulares, de subédricos a anédricos, alguns fortemente deformados, deformação estante de livro. Ocorre também como micrólitos na matriz, tabulares	
Augita	25	Fenocristais de tamanho em torno de 0,6mm, de subédricos a anédricos, estão totalmente substituídos por calcita e clorita, com preservação apenas do hábito.	
Calcita	20	Ocorre como preenchimento de veios e como produto de alteração de minerais	
Opacos	10	Ocorre na região matricial e no entorno dos minerais	
Total (%)	100		
Textura	Porfirítica com fenocristais de plagioclásio e matriz fanerítica		
Estrutura	Maciça		
Nome da Rocha	Metabasalto		
Fotomicrografias			
Nicóis Descruzados - Luz Natural		Nicóis Cruzados - Luz Polarizada	
			

Figura 1. Fenocristais de augita (preservação do hábito) e plagioclásios

Figura 1. Fenocristais de augita (preservação do hábito) e plagioclásios

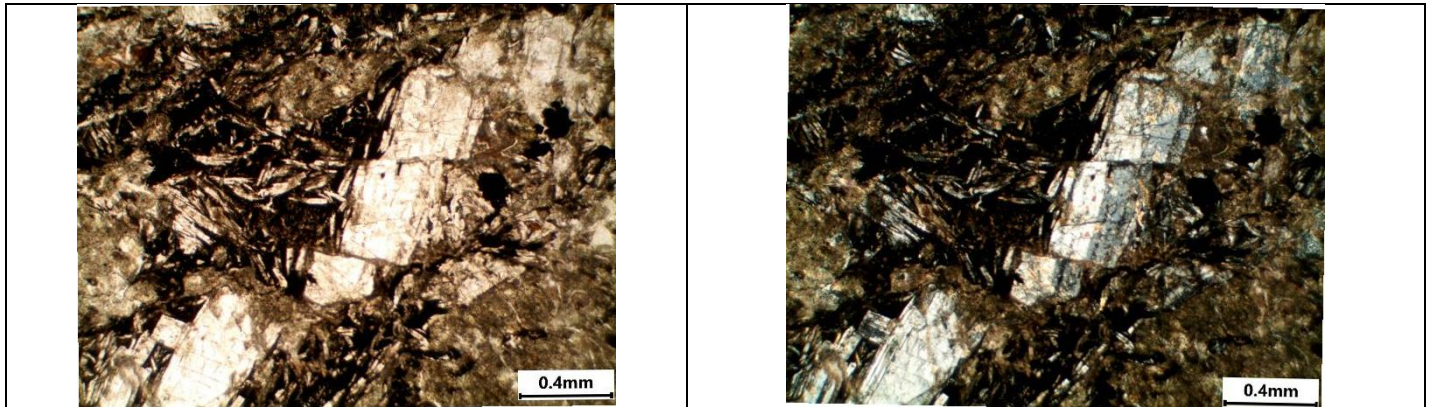


Figura 2. Plagioclásio com deformação estande de livro

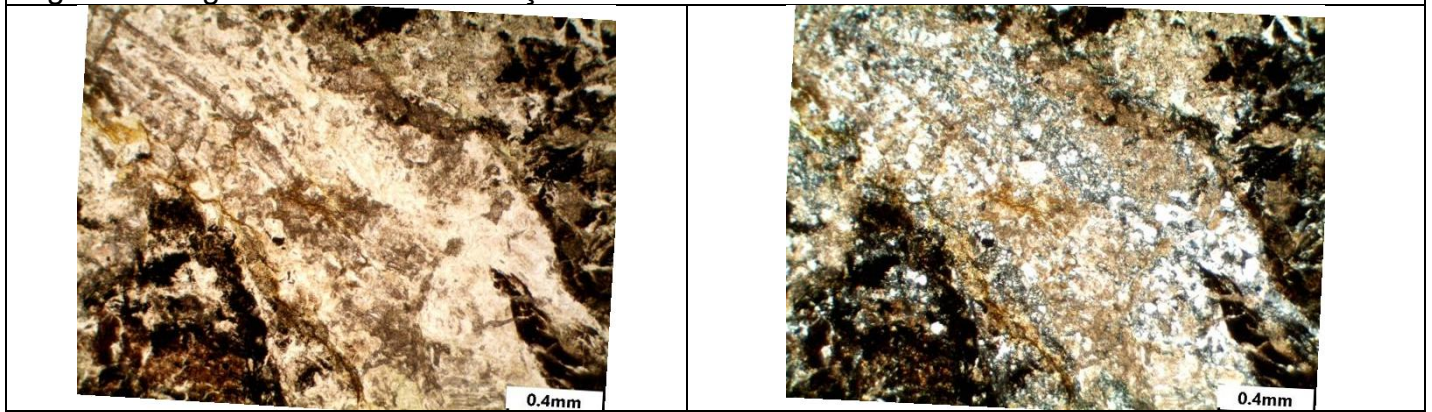


Figura 3. Veio preenchido por clorita e calcita